SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

Fondée en 1870
et autorisée par arrêtés en date des 3 Juillet 1871 et 28 Juin 1873.

ANNALES

DE LA

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE

DU NORD

TOME XII

1884-1885

LILLE

IMPRIMERIE LIÉGEOIS-SIX

1885

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

BUREAU POUR 1885

Président . . . . MM. DE GUERNE.
Vice-Président . . . . . DUPONCHELLE.
Secrétaire . . . . BOUSSEMAER.
Trésorier-Archiviste . . . R. CRESPEL.
Bibliothécaire . . . . . CH. MAURICE.
Directeur. . . . . M. GOSSELET.
Membres du Conseil : MM. BARROIS, DEBRAY, LADRIÈRE.

MEMBRES TITULAIRES ET CORRESPONDANTS (1)
AU 1er JANVIER 1885.

MM. ALLAYRAC, Ingénieur principal aux Mines de Courrières à Billy-Montigny.
AULT (d')-DUMESNIL, rue de l'Eauette, 1, Abbeville.
BARROIS Charles, Maître de conférences, à la Faculté des Sciences, rue Solferino, 185, Lille.
BARROIS Jules, Docteur ès-sciences, 16, rue Blanche, Lille.
BARROIS Théodore, rue de Lannoy, 17, Fives-Lille
BARROIS Théodore, Docteur, Licencié ès Sciences Naturelles. id.
BATTEUR, Pharmacien, rue Royale, 43, Lille.
BAYET Louis, Ingénieur, Walcourt, près Charleroi, (Belgique).
BEBIN, Professeur au Collége d'Armentières.
BÉCOURT, Inspecteur des Forêts au Quesnoy.
BENECKE, Professeur à l'Université, Strasbourg, (Alsace).
BERGAUD, Ingénieur aux Mines de Bruay.
BERGERON, Préparateur à la Faculté de Paris, rue St-Lazare, 74.
BERTRAND, Professeur à la Faculté des Sciences de Lille.
BERTRAND, Ingénieur des Mines, rue St-Guillaume, 29, Paris.
BIBLIOTHÈQUE MUNICIPALE de la ville de Lille.
BILLET Albert, Médecin aide-major au 12e Hussards, Dinan.
BOLLAERT, Directeur des Mines de Lens.
BOULANGER, Négociant, rue Salle-le-Comte, 6, à Valenciennes,
BOUSSEMAER, Ingr, rue des Jardins-Caulier, 17, Saint-Maurice
BOUVART, Inspecteur des Forêts, en retraite, au Quesnoy.
BRETON Ludovic, Ingr., Direct. des travaux du Chemin de fer sous-marin, rue Saint-Michel, 17, Calais.
BUCAILLE, rue Saint-Vivien, 182, Rouen.
CAMBESSEDÈS, Garde-Mines, Professeur à l'Ecole des Maîtres-Mineurs de Douai.
CALDERON Salvador, Professeur à l'Université de Séville (Espagne).
CARTON, Docteur, Médecin aide-major au 33e régiment d'infanterie à Arras.

---

(1) Les Membres correspondants sont ceux qui résident en dehors de la circonscription académique.(Nord, Pas-de-Calais, Somme, Aisne, Ardennes.)

MM. CHELLONEIX Émile, Mons-en-Barœul-lez-Lille.
COGELS Paul, à Deurne, province d'Anvers (Belgique).
COLAS, Docteur, Licencié ès Sciences, rue de Roubaix, 11.
COSSERAT Léon, Principal du Collége, à St-Amand.
CRÉPIN, Ingénieur aux Mines de Bully-Grenay.
CRESPEL Richard, Fabricant, rue Gambetta, 54-56, à Lille.
DANEL Léonard, rue Royale, 85, à Lille.
DAUBRESSE, Ingénieur-Directeur des Mines de Carvin.
DEBOUZY, Docteur en Médecine, à Wignehies (Nord).
DEBRAY Henri, rue Jean-Sans-Peur, 50, Lille.
DEFERNEZ Edouard, Ingénieur à Liévin-lez-Lens (Pas-de-Calais).
DEFRENNES, rue Nationale, 295, Lille.
DELADERRIÈRE, Avocat, rue Capron, 8, Valenciennes.
DELCROIX, Avocat, place du Concert, 4, Lille.
DELÉTANGT Jules, Industriel à Fumai (Ardennes).
DELPLANQUE, Directeur du Musée d'histoire naturelle à Douai.
DELPLANQUE, Pierre, Prép. à la Fac. méd., Lille.
DELVAUX (Capitaine), avenue Brugman. 456, Bruxelles.
DESAILLY, Ingénieur aux Mines de Liévin, par Lens.
DESCAMPS J., à la Taquinerie, près Avesnes (Nord),
DESCAT Jules, Manufacturier, rue de Béthune, 56, Lille.
DESTOMBES Pierre, boulevard de Paris, à Roubaix.
DOLLFUS Gustave, rue de Chabrol, 45, Paris.
DOLLO, Aide-Naturaliste au Musée d'Histoire naturelle de Bruxelles.
DORLODOT (Abbé de), au château de Floreffe (Belgique).
DUPONCHELLE, Maître de Conférences à la Faculté de Médecine, Place de la République, 4, Lille.
DUTERTRE Docteur, rue de la Coupe, 6, Boulogne-sur-Mer,
EECKMAN Alex, rue de Tournai, 73, Lille.
FEVER, Chef de division à la Préfecture, rue Saint-Blaise, 8, Lille.
FLAHAULT Evariste, Ingénieur civil à Pontgibaud (Puy-de-Dôme).
FOCKEU Henri, Etudiant, rue de Juliers, 73, Lille.
FRAZER, Docteur ès Sciences, Clinton Street, Philadelphie.
GIARD, Député du Nord, Profr à la Faculté des Sciences de Lille, boulevard St-Germain, 181, Paris.
GOSSELET, Prof. à la Faculté des Sciences de Lille, rue d'Antin, 18.
GOSSELET Adolphe, Préparateur à la Fac. des Sc, r. d'Antin, 18.
GRÉGOIRE, Chimiste à la Mre de glaces de Recquignies, près Jeumont (Nord).
GUERNE (de), Licencié ès Sciences Naturelles, r. de Lewarde, Douai.
HALLEZ Paul, Profr à la Fac. des Sciences, rue St-Gabriel, 52, Lille.
HASSENPFLUG, Dr à Flers près Croix (Nord).
HERLIN Georges, Clerc de notaire, Square de Jussieu, 17, Lille.
HETTE Alexandre, façade de l'Esplanade, 14 *bis*, Lille.
HOVELAQUE Maurice, rue des Sablons, 88, Paris.
HUMBERT Georges, boulevard de la Liberté, 56, Lille.
JANNEL, Géologue au Ch. de fer de l'Est, 67, Boulevard Sébastopol, Paris.
LADRIÈRE Jules, Instituteur, Square de Jussieu, Lille.
LAFFITE Henri, Ing. aux mines de la Grande-Combe (Gard).
LALOY Roger, Fabricant de sucre, à Flines-lez-Raches.
LATINIS, Ingénieur civil à Seneffe (Hainaut), Belgique.

MM. LECLERCQ Eugène, Profr au Collége de La Fère, rue du Bourget.
LECOCQ Gustave, rue du Nouveau-Siècle, 7, Lille.
LEFEBVRE Alphonse, Garde-Mines, rue Barthelémy-Delespaul, 2.
LELOIR, Profr à la Fac. de Médecine, Place aux Bleuets, 34, Lille.
LE MARCHAND, Ing. aux Chartreux, à Petit-Quevilly (Seine inf).
LE MESLE, place du Château, 15, Blois.
LEPAN René, rue de la Chambre des Comptes, Lille.
LE ROY Gustave, Inspecteur commercial du Chemin de fer du Nord, rue de Tournai, 47, Lille.
LESPILETTE, Prof. au Collége de Cambrai, rue Masséna, 70, Lille.
LEUILLEUX, Préparateur à la Faculté de Médecine, Lille.
LEVAUX, Professeur au Collége de Maubeuge.
LIRONDELLE-VITAL DE CHAMON, rue Jean de Bologne, Douai.
LISBET, Ingénieur, rue de la Louvière, 48, Lille.
LOUISE, Principal du Collége de Sedan.
MARIAGE, Négociant, place de l'Hôpital, 4, Valenciennes.
MAURICE Ch., Licencié ès Sc. Naturelles, Attiches par Pont-à-Marcq.
MAURICE J., Lic. ès Sc. nat., rue des Blancs-Mouchons, 39, Douai.
MAZUREL, Gustave, rue des Fossés-Neufs, 48, Lille.
MICAUD, Ingénieur en chef aux Mines de Béthune, à Bully-Grenay.
MONIEZ, professeur à la Faculté de Médecine, rue Solferino, 181.
MORIAMEZ Lucien, à Saint-Waast-lez Bavai (Nord).
MORIN, Dirr de la Soc. anonyme des carrières de grés de Jeumont (Nord).
OLLIVIER, Docteur, rue Solferino, 314, Lille.
ORTLIEB Jean, Chimiste, rue de Mérode, 169, à St-Gilles (Bruxelles).
OZIL, Pharmacien, rue Esquermoise, 60, Lille.
QUARRÉ, Louis, Boulevard de la Liberté, 70, Lille.
RABELLE, Pharmacien à Ribemont (Aisne).
REUMAUX, Ingénieur aux Mines de Lens.
RIGAUT Adolphe, Adjoint au Maire, rue de Valmy, 3, Lille.
RIGAUX Henri, Archiviste de la ville, rue de l'Hôpital-Militaire, 112.
RONELLE, Architecte, Cambrai.
ROUVILLE (de), Doyen de la Faculté des Sciences de Montpellier.
RUTOT, Conservateur au Musée d'histoire naturelle, rue du Chemin de fer, Saint-Josse-ten-Noode, Bruxelles.
SAVOYE Emile, Chimiste, rue Solferino, 308, Lille.
SIMON, Ingénieur aux Mines de Liévin.
SIX Achille, Licencié ès-sciences physiques et naturelles, Préparateur à la Faculté des Sciences, Lille.
SMITS, Ingénieur, rue Boucher de Perthes, 91, Lille.
SPLETTE, Pharmacien, rue de la Monnaie, 87, Lille.
STAES, Docteur à Croix.
STEVENSON John J., Professeur à l'University of New-York, Washington square, New-York city, U. S. A.
TAINE, Pharmacien, 4, rue des Pyrénées, Paris.
THÉRY, Professeur au Collége, rue de l'Église, 21, Hazebrouck.
THIRIEZ, Professeur au Collége de Sedan,
THOMAS, Directeur de la station Agronomique du Lezardeau à Quimperlé (Finistère).
TOFFART Auguste, Secrétaire général de la Mairie, Lille.
VANDEN BROECK, Conservateur au Musée d'Histoire naturelle, rue de Terre-Neuve, 124, Bruxelles.

MM. VAN ERTBORN (le Baron Octave), rue des Lits, 14, Anvers.
VIALAT, Ingénieur en Chef aux Mines de Liévin.
VUILLEMIN, Directeur des Mines d'Aniche.
WALKER Ambroise, boulevard Montebello, 19, Lille.
WALKER Emile, Constructeur, rue d'Antin, 29, Lille.
WARTEL, D^r, rue du Faubourg de Tournai, 99, Lille.

MEMBRES ASSOCIÉS.

MM. BRIART, Ingénieur à Mariemont.
CAPELLINI, Professeur à l'Université de Bologne.
CORNET, Ingénieur, boulevard Dolez, 28 à Mons,
CORTAZAR (de), Ingénieur des Mines, Calle Isabel la Catolica. 23, Madrid.
DECHEN (von), Dechen strasse, Bonn.
DEWALQUE, Professeur à l'Université de Liège.
DUPONT, Directeur du Musée d'histoire naturelle de Bruxelles.
DU SOUICH, Inspecteur général des Mines, rue Férou, 4, Paris.
GUISCARDI, Professeur de Géologie à l'Université de Naples.
HALL, Directeur du Musée d'histoire naturelle de l'Etat de New-York, à Albany.
HAYDEN, Dr F. V., Philadelphie.
HEBERT, Prof. à la Faculté des Sciences, rue Garancière, 10, Paris.
JUDD J., Professeur de Géologie à l'Ecole des Mines, Science schools, South Kensington, S. W. Londres.
KAYSER E., Bergakademie, Invalidenstrasse, 46, Berlin.
LAPPARENT (de), Prof. à l'Université catholique, rue Tilsitt, 3, Paris
LA VALLÉE-POUSSIN (de), Professeur à l'Université de Louvain.
LESLEY, Directeur du Géological Survey, de l'Etat de Pensylvanie.
MAC-PHERSON, Calle Fernando el Santo, 7, à Madrid.
MALAISE, Professeur à l'Institut agricole de Gembloux.
MERCEY (de), à Hyères.
MEUGY, Inspecteur général hon. des Mines, rue Madame, 53, Paris.
MORRIS, 4, Vinery Villa, Park Road, N. W. Londres.
MOURLON, Conservateur au Musée d'histoire naturelle de Bruxelles.
PELLAT Ed., rue de Vaugirard, 77, Paris.
POTIER, Ingénieur en chef des Mines, Professeur à l'Ecole polytechnique, Boulevard St-Michel, 89, Paris.
PRESTWICH, Professeur à l'Université, rue Saint-Giles, 35, Oxford.
RENARD, Conservateur au Musée d'hist. naturelle de Bruxelles.
ROEMER F., Professeur de Géologie à l'Université de Breslau.
SCHLUTER, Professeur de Géologie à l'Université de Bonn.
TERQUEM, rue de la Tour, 78, Paris-Passy.
VELAIN, Maître de conférences de Géologie à la Sorbonne, Paris

---

ANNALES

DE LA

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
DU NORD

Séance du 5 Novembre 1884.

M. Charles Barrois fait la communication suivante :

Le granite de Rostrenen, ses apophyses et ses contacts.

par M. **Ch. Barrois.**

SOMMAIRE.

Introduction.

Chapitre I.

Du granite porphyroïde.

I. Description dn granite porphyroïde, son extension géographique, blocs inclus.

II. Des apophyses granitoïdes.

III Des apophyses porphyroïdes.

Chapitre II.

Modifications des sédiments paléozoïques au contact du granite.

I. Région paléozoique des Montagnes-Noires.

A. Schistes cambriens, — *B*. Grès armoricains, — *C*. Ardoises d'Angers, — *D*. Schistes et grès du silurien supérieur, — *E*. Schistes et quarzites de Plougastel, — *F*. Schistes ardoisiers de Châteaulin.

II. Région paléozoïque des Montagnes de Quénécan.

A. Schistes cambriens, — *B*. Grès armoricains, — *C*. Ardoises d'Angers, — *D*. Schistes et grès du silurien supérieur, — *E*. Schistes et quarzites de Plougastel, — *F*. Schistes ardoisiers de Châteaulin.

III. Région granitique intermédiaire aux précédentes.

A. Schistes cambriens, — *B*. Grès armoricains, — *C*. Ardoises d'Angers, — *D*. Schistes et grès du silurien supérieur, — *E*. Schistes et quarzites de Plougastel, — *F*. Schistes ardoisiers de Châteaulin, — *G*. Diorites.

Conclusions. — Résumé.

INTRODUCTION.

Je me propose d'étudier dans ce mémoire le granite porphyroïde, qui a fait éruption en Bretagne, au commencement de l'époque carbonifère. Il traverse dans cette contrée les formations cambriennes, siluriennes et dévoniennes, où il a poussé des apophyses variées ; ces formations présentent en outre au contact de la roche éruptive des auréoles concentriques métamorphisées.

Je décrirai d'abord le granite porphyroïde, ses variétés, ses apophyses ; j'étudierai ensuite successivement les modifications que présente chaque strate paléozoïque à mesure qu'elle approche du contact du granite. On verra ainsi ces sédiments perdre graduellement leurs caractères de roches clastiques fossilifères, pour passer à des roches de structure gneissique.

C'est au centre de la Bretagne, à la limite des trois départements du Finistère, du Morbihan, et des Côtes-du-Nord, que j'ai observé les faits précédemment énoncés.

Esquissée à grands traits, la constitution géologique de cette région est assez simple : un faisceau de strates redressées jusqu'à la verticale, et toutes concordantes entre elles, du cambrien au carbonifère, traverse de W. à E. les feuilles de Châteaulin et de Pontivy.

La partie occidentale de ce faisceau de couches forme la chaîne des *Montagnes-Noires*, sa partie orientale forme les *Montagnes de Quénécan*. Entre ces deux chaînes montagneuses, et les séparant, se trouve aux environs de Rostrenen, une région intermédiaire, formée par le granite porphyroïde.

Le granite de Rostrenen interrompt seul la continuité des couches paléozoïques entre les *Montagnes-Noires* et les *Montagnes de Quénécan* : Boblaye (1) en 1827, Dufrénoy (2) en 1838, M. de Fourcy (3) en 1844, c'est-à-dire tous ceux qui m'ont précédé dans la région, ont été unanimes sur ce point.

Les faits que j'avance sont donc pleinement d'accord avec les travaux d'illustres devanciers (4) ; la feuille de Châteaulin actuellement sous presse, ne diffère de leurs cartes, que par le tracé des failles, et la détermination de l'âge des roches sédimentaires et éruptives.

CHAPITRE Ier.

LE GRANITE PORPHYROÏDE.

I. Description du granite porphyroïde.

Aux environs de Rostrenen affleurent de tous côtés de belles roches cristallines massives, qui peuvent être citées comme des types du *granite porphyroïde* (5) des auteurs français, de la *granitite* de G. Rose ( ) et des auteurs allemands.

(1) *Puillon-Boblaye* : Mém. du Muséum, t XV, 1827.

(2) *Dufrénoy* ; Ann. des Mines, 3e série, 1838, t. XIV, p. 213.

(3) *de Fourcy* : Explic. de la carte géol. des Côtes-du-Nord, Paris, 1844, p. 50-122.

(4) Les idées de Dufrénoy sur l'âge des granites de Bretagne ont été toutefois repoussées par Durocher (Bull. soc. géol. de France, 2e sér., t IV, 1846, p. 143), et par Dalimier (Strat. des terrains primaires du Cotentin, Paris, 1861, p 124).

(5) *de Fourcy* : Explic. de la carte géol des Côtes-du-Nord, 1844, p. 53.

(6) *G. Rose* : Zeitsch. der deutsch. geol. Gesell., Bd. I, p. 363, 1849.

Dufrénoy (1) les comparaît dès 1838 au granite porphyroïde du centre de la France, qu'il rapportait cependant à un âge plus ancien. Le granite de Rostrenen est de couleur blanc-verdâtre, parfois foncée, et passant ainsi au gris-noirâtre ; de gros cristaux d'orthose, blancs, gris ou jaunâtres, longs de plusieurs centimètres, sont disséminés dans une pâte grisâtre foncée ou verdâtre pâle.

On peut faire des collections de ces cristaux dans les chemins creux de la région, où la roche souvent altérée, jaunie, ameublie, laisse en liberté les gros cristaux d'orthose plus résistants, que l'on n'a que l'embarras de ramasser. Ces cristaux sont impurs, remplis de mica; le mica noir est si abondant et si adhérent sur leurs faces, qu'on ne peut arriver à les dégager complètement. Le mica blanc toujours secondaire, épigénise le mica noir, ou est limité plus souvent encore en petites paillettes, aux deux plans de clivage de l'orthose. On constate sans difficulté sur ces gros cristaux d'orthose que leurs formes sont très peu variées ; les plus communes sont de beaucoup les macles de Carlsbad présentant les faces p, m, $a^{1/2}$, g^1; on trouve aussi des cristaux simples très allongés suivant pg^1 et présentant les faces pg^1, m, $a^{1/2}$. Ils sont dix fois moins nombreux que les cristaux maclés.

La longueur maxima de ces cristaux d'orthose du granite de Rostrenen varie habituellement de 0,02 à 0,10. Exceptionnellement ces macles sont plus petites, elles disparaissent même dans la roche qui est alors réduite à sa pâte, et passe à un granite grenu à grains fins. Ces variétés recherchées pour les constructions, à cause de leur homogénéité sont rares dans le massif de Rostrenen ; elles présentent quelques particularités sur lesquelles nous reviendrons plus loin.

Le mica noir en belles piles brunes, hexagonales ou irrégulières, mais toujours épaisses, et peu déchiquetées aux

(1) *Dufrénoy* : Bull. soc. géol. de France, 1re sér., t. X, 1838, p. 545.

bords, est très répandu dans ce granite, notamment dans la partie grenue formant le ciment de la roche ; on le reconnaît également à l'intérieur des grandes macles d'orthose, quand on les casse, il leur est donc antérieur. Les piles de mica ont habituellement 2^{mm} de diamètre, elles ne présentent jamais la disposition en membranes, à contours indécis. On y trouve en inclusions de petits cristaux très réfringents à couronne polychroïque intense, qu'on doit rapporter au zircon (1).

On trouve en outre dans la roche des grains plus gros de sphène ; l'apatite y est assez généralement répandue, notamment dans le mica noir.

Le feldspath plagioclase blanc-verdâtre, en grains cristallins reconnaissable à leurs stries polysynthétiques, forme avec l'orthose la plus grande partie de la roche; le quarz y est bien moins abondant que le feldspath, le plagioclase est aussi abondant que l'orthose. Les cristaux de plagioclase, très frais, présentent de nombreuses macles, on reconnaît les macles de l'albite et de Carlsbad superposées, celle de l'albite et de Baveno, plus rarement celle de l'albite et du périkline. Les extinctions des lamelles hémitropes voisines (zone ph^1) rapportées à la trace du plan de macle g^1 m'ont présenté des valeurs angulaires de l'oligoclase.

Le quarz est en grains irréguliers blanc ou gris, sans contours cristallins ; ils ne s'isolent pas de la roche comme les quarz dihexaédriques ou globuleux des granulites, qui forment ainsi dans la région des landes sableuses si stériles. Il a les formes des creux laissés entre les minéraux plus anciens, dans lesquels il s'est moulé ; de grandes plages quarzeuses, à formes les plus bizarres, s'éteignent d'un seul coup. Il contient des inclusions liquides de formes irrégulières, et d'assez petites dimensions, disposées en traînées obliques, indépendantes dans les différents grains. Je ne l'ai jamais observé à l'état de gouttelettes de corrosion, sur les bords des feldspaths, comme

(1) *Michel-Lévy* ; Comptes-rendus acad. sciences. 24 Avril 1882.

c'est le cas ordinaire dans les granites de Vire, etc. Les grains de quarz sont de couleur bleue à Coatanvas en Mellionnec, ainsi qu'en quelques autres points de ce massif.

Tel est le granite des petites carrières des environs de Rostrenen, il ne présente pas de mica blanc, pas de microcline, pas de quarz de corrosion. Dans les arènes seulement on trouve des paillettes de mica blanc, formées aux dépens des cristaux d'orthose. Il est toujours très pauvre en minéraux accessoires, et ne m'a présenté que : apatite, sphène, pyrite, limonite. Tous ces caractères rappellent ceux du granite à grands cristaux du Plateau-Central, de MM. Fouqué et Michel-Lévy (1).

En certains points, toujours très restreints, du massif granitique de Rostrenen (Plélauff, Le Héo en Plélauff, Keryvon en Lescouet, Pont-Cham en Bonen), les macles d'orthose deviennent plus rares, ou disparaissent, la roche passe ainsi à un granite à grains moyens, très compacte, et de couleur plus foncée que le reste de la masse. L'étude stratigraphique prouve que ce sont des accidents sans continuité; on ne peut les limiter sur une certaine étendue, ce ne sont pas des filons distincts, ils se fondent latéralement dans la masse du granite porphyroïde. On y reconnaît d'ailleurs au microscope tous les éléments précédemment décrits, avec leurs mêmes caractères. L'absence des grandes macles d'orthose constitue la plus grande différence des deux roches; l'orthose ne se trouve pas dans la roche sous une autre forme, en grains plus petits, elle y est toujours très rare et manque même parfois dans certaines préparations microscopiques. Le plagioclase est très frais, maclé, présentant parfois de belles zones concentriques, dont les extinctions ne sont pas simultanées. Les extinctions de ces feldspaths donnent parfois des angles assez grands pour faire admettre la présence du labrador. L'apatite est plus abondante dans ces variétés

(1) *Fouqué* et *Michel-Lévy* : Miner. microg. Paris, 1879, p. 159.

fines du granite de Rostrenen. Un caractère saillant réside dans l'existence de l'amphibole, qu'on y trouve toujours, bien qu'en petite quantité. Elle est en cristaux vert-pâle, peu dichroïques, à clivages assez irréguliers, mais l'angle de 124° de ces clivages dans les sections suivant ph^1 ne laisse pas de doutes sur sa détermination. Les cristaux que j'ai observés étaient toujours maclés au nombre de 2-4, suivant h^1. Elle paraît faire partie des éléments anciens de la roche, étant nettement incluse parfois, dans le mica noir. Cette amphibole est partiellement épigénisée en chlorite. Le quarz est très peu abondant dans cette variété à grains fins de granite.

Extension géographique : Le plateau granitique de Rostrenen, pris dans son ensemble, s'étend du N. au S. de Rostrenen à Lescouet, et de W. à E., de la Trinité à Plélauff, formant ainsi le coin S.W. du département des Côtes-du-Nord. Cette région n'est pas toutefois une masse homogène de granite, qui n'est même en réalité qu'à l'état d'îlots, de pitons distincts, alignés au milieu de sédiments métamorphisés.

La masse typique du granite de Rostrenen, la plus importante par son étendue, comme la plus pure et la moins modifiée, est allongée W.-E., de Glomel à Rostrenen et à Plouguernével. On en voit de très beaux affleurements sur les bords du canal, de la Ville-Blanche à Kerginiou en Glomel.

Au S. de Bonen, une seconde bande de granite porphyroïde s'étend d'une façon presque continue au milieu des leptynolithes, dont elle empâte parfois des lambeaux, de Restollebers, au Mayorec et à la Chapelle de Pitié. Elle se prolonge à l'E. sous forme d'îlots distincts jusqu'à Plélauff, ainsi qu'à W. jusqu'à Penechaussée. Ce granite est généralement à l'état d'arène, surtout les parties à grains fins, qui sont alors difficiles à distinguer en pays couvert, des arènes

des roches métamorphiques. Des parties plus dures de la roche ont résisté à la décomposition et forment dans les landes, des sommets chargés de grosses boules dénudées, d'un aspect pittoresque. Les petits villages de la région sont souvent établis à l'abri de ces remparts, sur lesquels sont même appuyés nombre d'habitations.

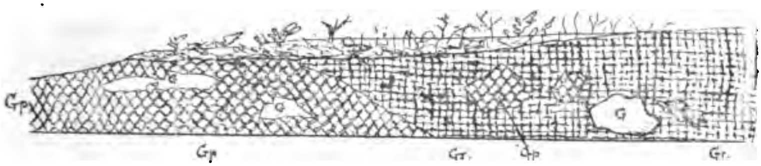
Une troisième bande de granite porphyroïde s'étend de Plouray à Mellionnec et à Crénard en Perret, c'est la moins bien caractérisée. Ce granite qui empâte de nombreux lambeaux de grès micacé, est en outre intimement injecté de nombreux dykes et filons de granulite à mica blanc. Ces filons sont si abondants que j'ai renoncé à les figurer sur la carte ; à leur voisinage le mica blanc s'est développé en piles abondantes dans le granite de Rostrenen, il contient en outre du microcline, et les grains de quarz bipyramidés deviennent fréquents. La roche fondamentale est ainsi devenue une granulite à grands cristaux porphyroïdes d'orthose de 4 à 8 cent., et on doit considérer cette troisième bande dans son ensemble comme formée de granite granulitique.

Blocs inclus dans le granite : Le granite de Rostrenen, massif et peu varié aux environs de cette ville, contient à 1 kil au S. des blocs arrondis ou anguleux, de 0,10 à 10 mcb. et plus, parfois injectés eux-mêmes de filons de granite. Les éléments habituels de ces blocs sont : mica noir abondant, quarz, orthose, oligoclase, fer oxydulé, en très petits grains. On y trouve quelquefois de grosses macles d'orthose, et dans d'autres cas, du mica blanc.

En collection, on déterminerait ces blocs comme des gneiss ou des granites à grains fins. Je les considère comme des fragments métamorphisés de schistes ou grès paléozoïques.

Une tranchée E. de Mellionnec m'a montré la coupe suivante :

Tranchée E. de Mellionnec.



— 8m —

G. Grès micacé,
Gp. Granite phorphyroïde,
Gr. Granulite grenue, riche en mica noir.

Les blocs désignés sous le nom de grès micacés pourraient être pris pour des granites à grains très fins, mais leurs contours anguleux nets, empêchent d'y voir un simple départ, opéré dans le sein d'une masse granitique uniforme. Ces blocs, comme nombre d'autres de cette région, et comme ceux qui ont été étudiés en Angleterre par M. J. A. Phillips (1), doivent par suite de leur forme et de leurs caractères, être considérés comme des blocs clastiques, pris par le granite à une formation plus ancienne.

Ces formations plus anciennes ont-elles un âge déterminé comme nous l'avançons ici, ou ces blocs proviennent-ils de formations souterraines indéterminables, pré-cambriennes ou archéennes, où le granite les aurait arrachés lors de son éruption ?

Les raisons qui m'ont porté à croire que les blocs englobés dans ce granite ne proviennent pas de la profondeur, mais seulement des salbandes des roches traversées, sont les suivantes : le nombre de ces blocs n'est pas uniformément réparti dans le granite, il va en augmentant du centre à la périphérie des masses granitiques, ils représentent donc un phénomène de contact. De plus, comme la nature minéralo-

(1) *J. A. Phillips* : On concretionary patches and fragments of other rocks contained in granite. Quart. journ. geol. soc., vol. 36, 1880, p. 1.

gique de ces blocs varie quand le granite est près du contact, d'un grès ou d'un schiste, nous sommes fondé pour y voir des blocs détachés des épontes de grès ou de schiste et empâtés dans le granite voisin, sans qu'il y ait eu grand transport.

Les blocs anguleux pincés dans le granite, ne représentent donc pas des débris remaniés des diverses formations superposées, traversées par le granite lors de son injection. Si des blocs de cette nature ont été ainsi ramenés des profondeurs par le granite, sans être décomposés, ils ne forment dans ce massif qu'une infime minorité ; s'il en est qui flottaient à la surface du bain granitique, ils ont été enlevés depuis longtemps par les dénudations atmosphériques, qui abaissent encore tous les jours ces monts granitiques.

La grande majorité des blocs englobés et métamorphisés dans le granite de cette région, proviennent des terrains silurien et devonien, bien que leur composition minéralogique ne puisse le faire supposer. C'est l'étude stratigraphique détaillée de la région qui m'a amené à admettre comme nécessaire, à travers le massif granitique, la continuité des affleurements siluro-devoniens suivis dans les régions voisines, non traversées par le granite. L'examen des cartes détaillées de Châteaulin et de Pontivy, fera mieux valoir cet argument que les plus longues explications.

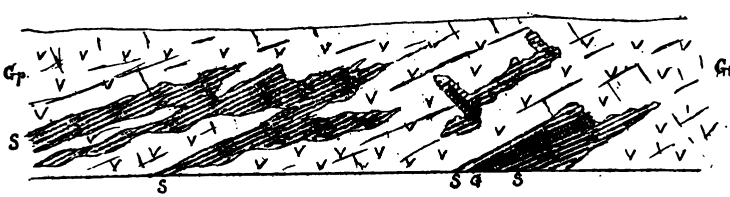
Il y a d'ailleurs dans le massif de Rostrenen des points nombreux, où on peut rattacher nettement aux terrains siluriens ou devoniens, certains grès qui présentent au contact du granite des modifications analogues à celles des grès feldspatisés de Mellionnec, Bonen, etc. Nous en donnerons de nombreux exemples dans la suite de ce mémoire.

La composition lithologique des blocs noyés dans le granite de Rostrenen est très variable. Nous avons d'abord considéré le cas le plus embarrassant, où le noyau pincé dans le granite, est lui-même une roche granitoïde fine, avec feld-

spath, quarz et mica noir abondant (grès feldspatisé). Beaucoup plus souvent, on trouve dans le granite des blocs anguleux, aplatis, émoussés de micaschiste, chargés de mica noir : c'est la règle, quand le granite traverse une bande schisteuse.

La coupe suivante prise à S.-W. de Botcanou en Glomel, montre de semblables lambeaux anguleux de micaschistes, pincés dans le granite porphyroïde :

Tranchée au S.-W. de Botcanou.



S. Grauwacke micacée.
G. Grès,
Gp Granite porphyroïde.

On reconnaît encore leurs divisions et leur schistosité, parfois les blocs sont plus petits, plus transformés, et les faits sont moins nets ; parfois au contraire, comme la coupe de Kervoalic (p. 13) en montrera un exemple, des granites injectés dans des schistes en place, contiennent des fragments emballés, identiques à ceux des schistes traversés. On voit donc ainsi le schiste paléozoïque métamorphisé au contact du granite, être successivement injecté, divisé, disloqué, par les filons de ce granite, où il nage finalement en débris, presque méconnaissables.

Une carrière ouverte près de l'écluse de Kerjegu en Plouguernével, fournit un autre argument en faveur de notre thèse. Le granite porphyroïde y a fait éruption dans une masse de schistes et de grès devoniens alternants. Ce granite

est rempli de blocs irréguliers, anguleux, de toutes grosseurs, de granite fin, de granite très fin, noir, très micacé, de gneiss fin micacé, de macline, et de grès grauwacke micacé. Or, tous les petits blocs sont à l'état de granite ou de gneiss, c'est-à-dire feldspathisés; tous les gros blocs, au contraire, sont à l'état de macline ou de grauwacke micacée : la décomposition superficielle de toutes ces roches m'a empêché de constater si les gros blocs pincés présentaient un revêtement, une croûte feldspathisée. Les éléments du granite ont donc pénétré ici intimement tous les fragments devoniens dont le volume ne dépassait pas un décimètre cube : l'émigration des éléments du granite se fait généralement à une plus grande distance. On devra s'habituer à cette irrégularité des auréoles métamorphiques de contact.

Il y a donc dans la contrée de Rostrenen, des raisons stratigraphiques et lithologiques, pour rattacher l'origine de la plupart des noyaux inclus dans le granite, aux formations devoniennes et siluriennes.

On ne trouve par contre aucun motif pour les rattacher à des gneiss ou à des granites pré-cambriens ; je n'ai pu rencontrer dans la région aucune roche archéenne authentique qui leur fût identique. Les géologues qui voudront voir dans toutes ces roches des lambeaux des formations archéennes arrivées avec le granite lors de son ascension, feront ici une hypothèse entièrement gratuite.

II. **Apophyses granitoïdes**.

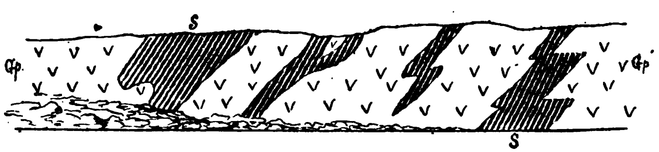
La région granitique de Rostrenen ne doit donc pas être considérée comme formée d'un noyau unique de granite massif uniforme ; on y reconnaît au contraire, une série de pitons ou de traînées, alignés suivant une direction dominante. Ces traînées peuvent s'abaisser jusqu'à de très faibles

épaisseurs, telles que 0,50, sans perdre, sans modifier les caractères indiqués.

On en trouve de nombreux exemples au N. du Rest, à Cornec, où le granite porphyroïde en filons irréguliers, peu épais, passant par places à des granites à grains fins, injectent des leptynolithes altérées, très disloquées, et sont traversées à leur tour par des granulites à deux micas. A Megouette, la leptynolithe est traversée par des filons nombreux de 0,30 à,80 en diamètre, de granite porphyroïde.

La tranchée du chemin au N. de Kervoalic en Bonen, montrait la coupe suivante, où le granite porphyroïde en filons de 1^m^, alternait avec des couches de schiste micacé, plissé :

Tranchée N. de Kervoalic.



S. Schistes micacés,
Gp. Granite porphyroïde.

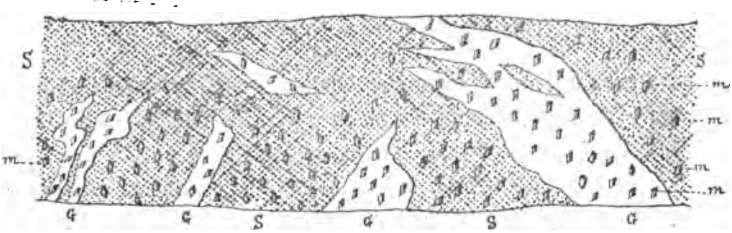
On en a d'autres exemples, dans la commune de Glomel, vers Sainte-Christine, Kerblouze, et un village au S.-W., sans nom sur la carte d'état-major, où des granites porphyroïdes à l'état d'arène, injectent en filons minces, ou alternent avec des grauwackes micacées feldspathiques, parfois en place, ou en blocs complètement emballés dans le magma éruptif.

Dans tous ces points, on est frappé de la tendance du granite à s'injecter de préférence suivant les joints de stratification des couches. Il pénètre rarement en filon mince, normalement à la direction des couches feuilletées ; ainsi au N. du massif, de Glomel à Plouguernével, où la limite du

granite suit la direction des strates devoniennes, il ne m'est pas arrivé d'observer un seul filon transverse sur une longueur de plus de 10 kilomètres.

Au S. de Bonen, de Menguen à Botcoal, des tranchées fraîches (Octobre 1883) m'ont montré de beaux contacts de schistes très micacés et de granites porphyroïdes; ces tranchées étaient très instructives, au sujet du mode d'injection du granite dans les schistes. Une première coupe au S. du ravin de Menguen vers Botcoal montrait le granite en filons minces, irréguliers, dans les schistes. Ce schiste, malheureusement très altéré, à l'état d'arène argileuse brune, très micacé, non feuilletée, ne donnait plus d'indications sur l'inclinaison, ni sur les phénomènes de clivage. Le fait le plus remarquable de cette coupe était la présence de nombreuses macles d'orthose de Carlsbad de 2 à 3 cent., dans la grauwacke micacée, en dehors du granite. Elles y paraissent disséminées au hasard, à la façon des andalousites dans un schiste, au voisinage du granite.

Tranchée du Botcoal en Plouguernevel.

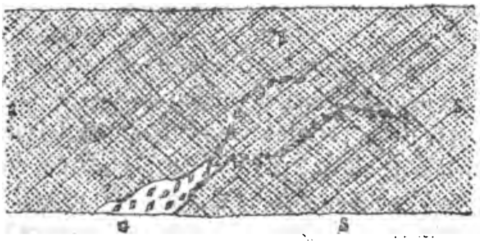


S. Schistes micacés, altérés,
G. Granite porphyroïde,
m. Macles d'orthose.

Une autre coupe, à quelques mètres de la précédente, montrait le véritable mode d'agencement des macles d'orthose dans le schiste métamorphique; elles se suivent les unes les

autres en une sorte de traînée ou de chapelet ([1]), qui fait suite aux filons du granite massif. Il semble que le schiste ait baillé suivant le prolongement du filon, puis se soit resserré en isolant des parties de la pâte granitique qui donnèrent naissance aux macles d'orthose.

Tranchée de Botcoal en Plouguernevel.

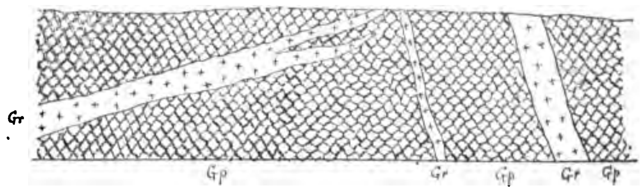


S. Schistes micacés, altérés,
G. Granite porphyroïde,
m. Macles d'orthose.

Cette tranchée de Botcoal nous a donc montré le mode de terminaison des dernières et plus minces apophyses du granite porphyroïde. Ces chapelets de gros cristaux d'orthose sont bien différents et ont dû se former dans des conditions distinctes des filons minces de la granulite, dont on voit dans la même région les terminaisons ultimes, sous forme de minces filons leptyniques à grains fins, riches en mica blanc et en tourmaline. Il y en a des exemples près de là, dans le ravin au S. de Botcoal, comme le montrera la coupe suivante que j'y ai relevée :

(1) Le granite porphyroïde du Plateau-central émet des apophyses moniliformes semblables à celles-ci, d'après une communication de M. Michel-Lévy.

Tranchée au S. de Botcoal en Plouguernevel.



Gp. Granite porphyroïde,
Gr. Granulite aplitique à mica blanc.

Les gros cristaux porphyroïdes d'orthose, des chapelets, sont généralement maclés suivant la loi de Carlsbad ; ils m'ont paru dans certains cas, absolument isolés dans la roche métamorphique, parfois ils portent de chaque côté une queue de pâte granitique quarzeuse, qui leur donne une forme elliptique, glandulaire. Ils rappellent alors les nodules discontinus du magma granitique, signalés par Durocher (1) dès 1846, dans les schistes et les calcaires de la Bretagne et des Pyrénées.

La pénétration et l'isolement de ces gros cristaux dans des roches solides, nous donne une idée de la fluidité que devait avoir le granite lors de son injection, pour s'être ainsi insinué dans les fissures les plus déliées, ou à travers les pores de la roche (2). En pénétrant dans le sédiment devonien, il ne pouvait être comme certaines laves acides modernes, à l'état de pâte, où les gros cristaux d'orthose eussent été présents à l'état de minéraux de première formation. Ces gros cristaux porphyroïdes se sont au contraire développés très tard, lors de la consolidation du granite, à la façon des microlithes, dans la pâte des roches ophitiques.

---

(1) *Durocher :* Bull. Soc. géol. de France, 2e ser., t. III, p. 610.

(2) Ce phénomène rappelle les petits nids et les mouches de substances métalliques, qu'on trouve fréquemment dans les roches traversées par des filons remplis des mêmes substances.

Cet état initial du granite le prédisposait à des modifications endomorphes, notamment quand il est encaissé en filons minces. Les conditions secondaires de refroidissement et de pression ont pu, en influençant sa solidification, donner naissance à des roches de structure un peu différente, aux dépens d'un même magma. Dans les Vosges, d'après M. Rosenbusch (1), la même masse de granitite présente aussi des apophyses à caractères différents.

C'est pour cette raison que je citerai ici quelques roches que l'on rencontre en filons très minces à l'ouest du massif granitique de Rostrenen. On les trouve en blocs isolés ou en filons minces désagrégés, interstratifiés aux couches, dans les chemins creux qui entourent l'étang de Kerjean, jusqu'à Guerlach, à 6 kil. du granite massif.

On doit les rattacher à des éruptions indépendantes de porphyres quarzifères (microgranulites), ou les considérer comme des états particuliers du granite. Il faut cependant noter en faveur de cette dernière hypothèse, que l'on ne trouve plus de roches de cette nature au delà de 6 kil. du contact du granite, et que ces filons ne se prolongent jamais d'autre part, à l'intérieur du massif granitique; de plus, si on les compare aux porphyres quarzifères bien caractérisés (microgranulites) de la région voisine du Huelgoat, on trouve entre eux des différences notables.

C'est surtout l'examen microscopique de ces roches qui engage à les rapprocher des porphyres quarzifères; elles présentent en effet, l'association classique de minéraux cristallisés visibles à l'œil nu (quarz bipyramidé et feldspath), et d'une masse fondamentale homogène grisâtre, dans laquelle ces cristaux sont enchassés.

Au microscope, les gros cristaux de quarz présentent des

(1) *H. Rosenbusch* : Die Steiger-Schiefer, Strasbourg, 1877, p. 158.

contours généralement irréguliers, mais parfois polyédriques et nettement hexagonaux ; ils présentent des inclusions liquides à bulles immobiles à la température ordinaire. Les grands cristaux de feldspath appartiennent les uns à l'orthose, les autres à un feldspath plagioclase maclé ; ils sont souvent épigénisés en mica blanc. La pâte fine est entièrement cristalline au microscope, et se résout en petits granules irréguliers, enchevêtrés, très abondants, de quarz, de feldspath triclinique maclé, et de petites lamelles irrégulières déchiquetées de mica noir. On remarque en outre sous les nicols croisés, en certains points de la pâte, des taches grossièrement circulaires, dues à l'extinction simultanée d'un certain nombre des granules du quarz qui forme ces globules ; ce sont des sortes de micropegmatites très grossières, où les grains de quarz ne présentent pas de forme extérieure cristalline.

Ces roches se distinguent donc des porphyres quarzifères (microgranulites) en filons indépendants, de la région du Huelgoat, par leur richesse en mica noir et en feldspath triclinique, ainsi que par l'absence de talc dans la pâte. Les inclusions des gros cristaux de quarz, non rongés aux bords, sont liquides et non vitreuses. On pourrait les distinguer ici sous le nom de roches pseudo-porphyriques.

L'état des affleurements ne permet pas de fixer les relations de ces intéressantes roches avec le granite massif de Rostrenen. En tous cas, cette disposition rappelle des faits du même genre, indiqués en Espagne par M. Zirkel (1), M. Mac Pherson (2) et moi-même (3), ainsi que surtout les belles observations de M. Lossen (4) sur les filons de la Bode. C'est

---

(1) *Zirkel* : Zeitsch. d. deutsch. geol. Gesell., t. XIX, 1867, p. 106.
(2) *Mac Pherson* : Estud. geol. del norte de la prov. de Sevilla, Bol. com. del mapa geol. de España, t. V, 1879, p. 58.
(3) *Ch. Barrois* : Mém. sur les terrains anciens des Asturies, Lille, 1882, p. 85, 112.
(4) *K. Lossen* : Der Bodegang im Harz, Zeitsch. der deutsch. geol. Gesell., Bd. XXVI, 1874, p. 856.

d'ailleurs je crois en Bretagne, que les relations d'apophyses porphyriques avec des granites massifs, ont été énoncées pour la première fois dès 1845, et d'une façon très absolue, par Durocher (1).

III. Apophyses porphyroïdes.

Je désigne sous le nom de *porphyroïdes* les roches suivantes, en raison de leur identité avec les roches désignées sous ce nom, dans les Ardennes, et rendues célèbres par tant de travaux.

Les plus grandes ressemblances sont avec les *porphyroïdes* des Buttés et ceux du massif de Laifour, si bien décrits par MM. de la Vallée-Poussin et Renard (2). On pourrait encore les comparer à certains *Sericit-Gneiss* du Taunus de M. Lossen, ainsi qu'à des *Flaser-gneiss* du Fichtelgebirge de M. Gümbel (Fürstenstein).

Je dois d'abord déclarer n'avoir jamais observé le granite porphyroïde de Rostrenen, montrant dans une carrière, un passage latéral par diminution du grain et étirement de la masse, aux porphyroïdes en question. Le pays est d'ailleurs couvert et les tranchées rares. Si je rattache l'origine de ces porphyroïdes au granite c'est d'abord parce que dans le canton de Rostrenen, comme dans d'autres parties de la Bretagne (Rochefort-en-Terre, etc.), ces porphyroïdes se trouvent au voisinage du granite, et qu'on ne les trouve pas dans les régions où le granite fait défaut.

Quand de plus, on suit sur le terrain ces porphyroïdes, et j'ai pu suivre celui de Goarec sur une longueur de 7 kil, on arrive toujours au voisinage d'une masse de granite massif, dans lequel on ne peut plus suivre le filon. Le porphyroïde

---

(1) *Durocher* : Comptes-rendus acad. scien., t. XX, 1845, p. 1283.

(2) *De la Vallée-Poussin* et *Renard* : Mém. sur les roches pluton. de la Belgique et de l'Ardenne française, Bruxelles, 1876, p. 214.

n'est donc pas une roche de filon postérieure au granite, puisqu'il ne traverse pas le granite. Ce n'est pas non plus une roche de filon antérieure au granite, car on ne trouve pas de blocs de porphyroïde pincés dans le granite, tandis qu'on y reconnaît dans la région des blocs de schiste, de grès, de diorite, plus ou moins métamorphisés.

Enfin, on ne peut considérer les porphyroïdes de Rostrenen, comme des coulées ou des tufs contemporains de certains dépôts, car les filons observés sont interstratifiés à divers niveaux, les uns dans le dévonien, les autres dans le silurien ou le cambrien.

Il y a ainsi, de fortes raisons pour les rattacher au granite, dont elles seraient une modification particulière, produite suivant le plan des couches. Tous les porphyroïdes des environs de Rostrenen sont interstratifiés régulièrement dans des couches schisteuses, auxquelles ils passent par transition insensible ; on peut surtout le constater à E. du massif granitique, à Kerjaffray en Goarec, à Goarec sous le couvent, à Pen-an-Pont en Goarec, à Rosquelfen, à la métairie du Liscuis, au N. de Canach-Léron, et à St-Delon en St-Gelven, où leur épaisseur varie de 10 à 20m.— A W. du massif granitique, on trouve également des porphyroïdes, en blocs dans les tranchées des chemins, à Kersach-Petit, et au S.-W. de Kerbiguet en Paule.

Ce n'est qu'à E. et W. du massif granitique de Rostrenen, c'est-à-dire suivant la direction des strates sédimentaires de la région, que nous rencontrons les porphyroïdes ; je n'en ai jamais trouvé au S. ni au N. du massif, normalement à la direction des schistes. Au contact de ces porphyroïdes les schistes ne présentent pas de modification appréciable, on n'y trouve pas les cristaux secondaires de mica noir et d'andalousite, si communs au voisinage des granites massifs de la région.

En établissant l'identité de composition minéralogique et

de gisement de certains porphyroïdes des Ardennes avec ceux de la Bretagne, on affaiblit bien les objections faites à la présence d'un noyau granitique sous-terrain dans les Ardennes. Les porphyroïdes de St-Gelven étant en effet à 7 kil. du granite massif, il n'est pas invraisemblable de trouver des faisceaux de porphyroïdes dans les Ardennes, sans voir affleurer leur noyau granitique.

Les porphyroïdes des environs de Rostrenen sont des roches feuilletées, assez compactes, de couleur gris-verdâtre clair. Elles sont composées de feuillets grisâtres phylliteux, parfois blanchâtres, à la surface desquels on aperçoit de petites taches de 1 à 2 ^{mm}., disséminées irrégulièrement. Ces taches sont mieux exposées sur la tranche de la roche, ce sont pour la plupart des grains de feldspath (Goarec), ou des grains de quarz transparent (Paule) ; on reconnaît également qu'ils sont alignés dans une même direction, formant des séries linéaires de lentilles moulées par la matière phylliteuse.

Au microscope, la plupart des cristaux de feldspath reconnaissables appartiennent aux plagioclases, en gros cristaux maclés polysynthétiques. Ils sont d'un gris jaunâtre, et souvent altérés, épigénisés en mica blanc, qui forme à leur surface des houppes multicolores sous les nicols croisés. Quelques cristaux ne présentant pas les stries des feldspaths tricliniques, offrent les extinctions caractéristiques de l'orthose, mais ils sont moins fréquents que les précédents, et plus altérés. A l'œil nu, ces feldspaths présentent des bords arrondis, quelques-uns sont tout-à-fait lenticulaires, ils sont couchés dans le plan des feuillets de la roche, leur diamètre moyen est de 2 ^{mm}. Ces glandules se montrent formés généralement au microscope par la réunion de 3 ou 4 cristaux de feldspath triclinique, étroitement mais irrégulièrement assemblés. L'abondance du feldspath varie beaucoup en grand nombre aux environs de Goarec où la roche

passe ainsi à un gneiss-phylliteux, il fait défaut aux environs de Paule où la roche tend ainsi à passer à un schiste séricileux. Il est extrêmement abondant à Kerjaffray, W. de Goarec, où il est associé à du mica noir en petites paillettes.

Le quarz est l'élément constituant essentiel, ses formes sont variées. Les gros grains lenticulaires ou subhexagonaux dont l'axe est parallèle à la schistosité, montrent dans les coupes parallèles des contours plus irréguliers qu'on ne pouvait le supposer. Parfois ovale, il est quelquefois très irrégulier à bords rugueux hérissés ; sous les nicols croisés, il présente un aspect moiré, des ondes balayantes, analogues à celles que M. Lossen (1) a considéré comme développées par pression, et comparées à juste titre par M. Michel-Lévy aux macles de la calcédoine. Ces gros grains de quarz montrent des preuves des mouvements subis par la roche, ils sont parfois fendus, brisés, et entre les morceaux déplacés se sont formés de nouveaux grains cristallins. Ce quarz est vitreux, transparent et contient des inclusions liquides, à bulles immobiles à la température ordinaire. Au lieu d'un cristal unique, le nœud se montre parfois formé au microscope, d'un assemblage de gros gros grains enchevêtrés de quarz.

J'attribue ces gros grains de quarz lenticulaire, comme les nœuds de feldspath précédemment décrits, au voisinage du granite, dont ils seraient des apports directs.

Les éléments anciens, plus ou moins remis en mouvement et formant la masse principale de la roche sont : quarz en petits grains très irréguliers intimement uni à mica blanc, chlorite, rutile, fer oxydulé, limonite.

Le mica blanc présente dans les cassures de la roche un éclat soyeux ou satiné remarquable ; les paillettes ne présentent pas de formes distinctes, mais s'assemblent suivant des surfaces ondulées correspondant à la schistosité, restant généralement éteintes dans les sections minces parallèles; mais montrant nettement leur structure fibreuse, rayonnée, dans

(1) *K. Lossen* ; Zeitsch. der deutsch. geol. Gesell., Bd. 34, p. 679.

les sections normales aux feuillets. Toutes ces minces fibres s'éteignent en long, et présentent un alignement constant, persistant, malgré les ondulations, et la disposition fibro-rayonnée assez communes. Au microscope comme à l'œil nu, ce mica présente tout-à-fait l'aspect caractéristique de la séricite.

Ces tissus de fibres séricitiques n'enveloppent pas exactement les nœuds de feldspath et de quarz lenticulaires, autour desquels on les voit s'incurver sur les tranches de la roche (Paule). On observe souvent au microscope entre le nœud cristallin et la membrane phylliteuse, une zone étroite incolore où la séricite ne pénètre pas, comme dans les porphyroïdes séricitiques d'après M. von Lasaulx [1] et dans les phyllades aimantifères d'après M. E. Geinitz [2] et M. Renard [3]. Le vide ainsi laissé, probablement à la suite de déplacements, entre le nœud cristallin et son enveloppe, a été rempli postérieurement par du quarz et de la chlorite. Les écailles de chlorite forment des rameaux divergents, gris-verdâtré, dichroïques, greffés sur le noyau central de quarz ; entre les lamelles de chlorite se trouvent de petits cristaux allongés de quarz. Leur soudure avec le quarz ancien central est si intime, qu'on n'en voit plus de trace, et que c'est à cette action secondaire qu'il faut rapporter le contour rugueux hérissé d'un certain nombre des nœuds de quarz éruptif.

La chlorite se trouve en outre en grandes piles, pliées, déformées, injectées par la pâte de la roche; la forme de ces piles dichroïques, comme aussi les grains de zircon à auréoles polychroïques qu'on y trouve disséminés, indiquent que cette chlorite épigénise d'anciennes piles de mica noir. Le rutile a la forme habituelle en microlithes maclés, qu'il pré-

(1) *A. von Lasaulx* : Sitzungsber. der niederrhein. Gesellsch. für Naturk. und Heilkunde, Mai 1884, p. 24.

(2) *E. Geinitz* : Der Phyllit von Rimogne in den Ardennen, Mittheil. von Tschermak, 1880, t. III, p 533-540.

(3) *A. Renard* : Bull. du mus. royal d'hist. nat., t. II, 1883, p. 139.

sente dans tous les phyllades de la région ; ils sont distribués fort irrégulièrement dans le porphyroïde, étant groupés en quelques points, et manquant complètement ailleurs. Ces champs semés de rutile, peuvent donner un indice des déformations mécaniques subies par la roche, lors de l'injection des feldspaths.

Les porphyroïdes de Goarec et Paule, sont donc des roches schisteuses, devoniennes ou siluriennes, modifiées par injection d'éléments du granite (plagioclase, quarz). Ces éléments apportés conservent une disposition en nœud, ou glandule, qu'on ne peut considérer comme rare dans les apophyses granitiques : les gneiss granulitiques la présentent habituellement et les filons même de Mellionnec, etc., décrits p. 16, montrent cette même tendance, sous une forme bien différente.

Les relations minéralogiques et stratigraphiques de ces roches, avec les célèbres porphyroïdes des Ardennes, dont le mode de formation a été tant discuté, sont si frappantes, que l'on est certes fondé à conclure de l'origine des uns, à l'origine des autres. Toutes les opinions émises à ce sujet depuis plus d'un demi siècle, par MM. d'Omalius d'Halloy, Dumont, Bertrand-Geslin, Buckland, Greenough, Constant Prévost, Hébert, de la Vallée-Poussin, Renard, Gosselet, de Rouville, Potier, von Lasaulx, ont été récemment encore débattues devant la Société géologique de France (1) : c'est aux interprétations de MM. d'Omalius d'Halloy et von Lasaulx que nos observations en Bretagne viennent prêter leur appui. Elles sont d'accord avec celles qui ont été proposées dans le Harz par M. Lossen (2), ainsi qu'avec les observations inédites de M. Michel-Lévy dans le Plateau-central.

---

(1) Réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Mézières, 1883, 3e sér., t. XI, p. 655, 668.

(2) *K. Lossen* : Sur les porphyroïdes et les filons primaires, Zeitsch. der deutschen geol. Ges., Bd. XXVII, 1875, p. 967.

CHAPITRE II.

MODIFICATIONS DES SÉDIMENTS PALÉOZOÏQUES AU CONTACT DU GRANITE.

Les terrains paléozoïques présentent dans la région de Rostrenen les division principales suivantes :

Terrain carbonifère inférieur	Schistes ardoisiers de Châteaulin.
Terrain dévonien inférieur	Schiste et calcaires de Néhou. Schistes et quarzites de Plougastel.
Terrain silurien	Faune 3e : Schistes et grès de Camaret. Faune 2e : Schistes ardois. d'Angers. Grès armoricain. Poudingue de Montfort.
Terrain cambrien	Schistes et conglomérats (Gourin, etc.) Phyllades de St-Lô.

Ces divisions étant les mêmes qu'on reconnaît partout ailleurs en Bretagne, il n'y a pas lieu d'insister sur leur ordre de succession.

Uu coup d'œil sur les cartes au 1/80000, en publication, de Châteaulin et de Quimper, montrera la disposition de ces couches, ou au moins la manière dont j'ai été amené à l'interpréter. Elles constituent un faisceau d'éléments concordants, redressés verticalement, et dessinant sur la carte un ruban continu W. à E , découpé par diverses failles obliques, parallèles entre elles. La partie occidentale de cette bande, porte le nom de *Montagnes-Noires* sa partie orientale forme les *Montagnes de Quénécan ;* entre ces deux massifs, la continuité du ruban paléozoïque est interrompue par le plateau granitique de Rostrenen.

Des deux côtés de la masse granitique intrusive, affleurent les tranches coupées transversalement, des faisceaux paléo-

zoïques des *Montagnes-Noires* et des *Montagnes de Quénécan*. Dans l'intérieur du massif éruptif, se trouvent encore des roches variées, curieuses au point de vue lithologique : je les considère comme des lambeaux métamorphisés des formations précédentes, isolées de toutes parts et noyées dans le granite. L'opinion contraire qui consisterait à voir dans ces roches schisto-cristallines des lambeaux de gneiss anciens ramenés au jour par le granite, me paraît inconciliable avec la stratigraphie générale du pays, où l'on suit les ondulations d'un même ruban siluro-dévonien.

En supposant au pis-aller, que je sois dans l'erreur au sujet de l'âge de ces lambeaux pincés dans le granite, il importe de noter, que cela ne modifierait en rien la détermination de l'âge du granite lui-même. Les modifications graduelles et progressives que présentent les tranches des faisceaux paléozoïques des *Montagnes-Noires* et des *Montagnes de Quénécan*, à l'approche du massif granitique, établissent d'une manière indépendante, la date de l'action du granite porphyroïde de Rostrenen.

Cette injection d'un granite en amas transversal dans un faisceau de strates paléozoïques fossilifères dont la continuité s'est trouvée ainsi interrompue, n'est pas un fait isolé en Bretagne. J'en citerai plus tard d'autres exemples à l'appui. Des faits du même genre ont été d'ailleurs signalés depuis longtemps par de la Bèche (1) dans le Devonshire et les Cornouailles, par B. Jukes (2) dans le S.-E. de l'Irlande, par J. Clifton Ward (3) dans la région de Skiddaw, par J. Horne (4) dans le S.-W. de l'Ecosse, par M. K. Lossen (5) dans le Harz,

---

(1) *De la Bèche* : Geology of Devon and Cornwall, 1839, Geol. Survey, Mem. 1.

(2) *Beete Jukes* ; Manual of geology, 3e édition, p. 243.

(3) *J. Clifton Waard* ; Quart. journ. geol. soc, t. 32, 1876, p. 1.

(4) *J. Horne* : Mem. geol. survey of Scotland, Explic. de feuille 9, p. 22.

(5) *K. Lossen* ; Zeitsch. d. deutsch. geol. Ges., t. 21, p. 291 ; t. 24, p. 701.

par Keilhau, M. Reusch [1], et nombre d'autres savants aux environs de Christiania. M. Kjerulf [2] nous apprend que dans cette partie de la Norwège, chaque niveau stratigraphique présente à l'approche du granite des caractères métamorphiques propres et spéciaux, bien qu'ayant conservé sa stratification originaire et ses fossiles caractéristiques.

§ I. Région paléozoïque des Montagnes-Noires.

Les Montagnes-Noires forment une chaîne à peu près rectiligne, qui traverse de W. à E. le département du Finistère. Sa structure orographique est très simple : c'est une double crête de rochers dentelés, généralement stériles et séparés par une étroite et profonde dépression. La ligne de faîte méridionale et formée par une masse uniforme de grès blanc armoricain, qui forme des croupes arrondies, nues, désertes; la dépression médiane est formée par les schistes argileux du silurien moyen et supérieur; la ligne de faîte septentrionale, dont les sommets s'élèvent à 305 m. au signal de Laz, à 326 m. au Toulaeron, présente au milieu de landes, des rochers escarpés et des aiguilles aiguës, dues à l'inégale décomposition des bancs alternants du schiste et du quarzite qui constituent ici l'étage devonien inférieur.

Au N. et au S. de cette double ligne de hauteurs, les altitudes s'abaissent rapidement, on passe dans des régions de prairies, formées par des roches argileuses, carbonifères au nord, et cambriennes au midi.

Les *Montagnes-Noires* jouent un rôle important dans l'hydrographie du Finistère : elles séparent les eaux qui descendent au S. dans l'océan, de celles qui descendent au N.-W. dans la Rade de Brest ; c'est sur les flancs de ces montagnes, que

(1) *H. Reusch*: Die Fossilien führenden kristall Schiefer von Bergen, Leipzig, 1883, p. 94.
(2) *T. Kjerulf*: Geologie Norwegens, 1880, p. 73.

prennent leur source les principales rivières du pays. Ces sources et ces étangs dissimulent ou effacent trop souvent pour le géologue, l'affleurement des roches.

A. — Schistes cambriens.

Les schistes cambriens forment au S. des Montagnes-Noires une vaste région, le *plateau de Scaër;* des massifs étendus de granulite coupent ces schistes et y ont déterminé des modifications métamorphiques dignes d'intérêt.

Je laisserai complètement de côté l'étude de ces modifications, voulant me borner dans le présent mémoire à la description de l'action du granite (granitite) sur les roches sédimentaires.

Ce n'est qu'aux environs de la Trinité-Langonnet que ce granite arrive au contact des schistes cambriens. A l'état normal, les schistes cambriens de la région sont des schistes argileux bleu-grisâtre, très fins, séricitiques, généralement très altérés par les agents atmosphériques.

Au microscope, ces schistes se montrent composés de quarz, de mica blanc, chlorite, graphite, et comme minéraux accessoires de rares cristaux de tourmaline et de rutile. Le quarz est en grains très petits, irréguliers, transparents, juxtaposés, et cimentés entre eux par une substance phylliteuse micacée, en paillettes irrégulières, froissées, contournées, brisées, sans contours cristallins, grossièrement parallèles, à bases couchées suivant la direction des feuillets du schiste. Ces paillettes se distinguent principalement dans les sections normales au schiste, elles offrent une coloration claire dans la lumière naturelle; elles ne sont pas dichroïques, elles polarisent vivement sous les nicols croisés, en présentant des couleurs irisées, et éteignent suivant leur allongement. Elles présentent en un mot, les caractères de la séricite reconnue par M. Renard [1] dans les schistes

(1) *A. Renard* : Rech. sur la comp. et la structure des phyllades ardennais, Bull. mus. roy. d'hist. nat. de Belgique, t. I, 1882; t. II, 1883.

ardennais ; ces schistes des Ardennes qui ont été l'objet des recherches approfondies de MM. Sauvage [1] et Renard présentent les plus grandes analogies avec les schistes cambriens de Bretagne.

On trouve avec ce mica blanc, d'autres paillettes moins abondantes, vertes, dichroïques, fibreuses, radiées, à éléments non parallèles, s'éteignant en long et présentant les caractères ordinaires de la chlorite. Les matières charbonneuses, en quantité variable, sont à l'état de granules irréguliers à bords chagrinés, opaques dans la lumière transmise, à éclat gris métallique dans la lumière réfléchie.

A la Trinité-Langonnet, au voisinage du granite, ces schistes présentent des modifications notables ; les schistes deviennent plus foncés, chargés de mica noir. La roche se transforme en un agrégat de granules nettement limités, anguleux, réguliers, subhexagonaux ou elliptiques, de quarz, cimentés par des feuillets assemblés parallèlement, d'un mica noir, de consolidation nettement postérieure, qui remplace le ciment primitif de séricite et de chlorite [2]. Ce mica se compose de lamelles brunes, très dichroïques, transparentes, à clivage bien marqué, parallèle à la schistosité ; elles ne présentent pas de contours polyédriques, et sont empilées en feuillets superposés, irréguliers, étendus suivant la stratification. On reconnaît toujours cette orientation des lamelles micacées dans cette bordure du granite, où je n'ai pu trouver de schistes cornés compactes passant au *Hornfels*. Cette

(1) *Sauvage* : Rech. sur la composition des roches du T. de transition, Ann. des min., 1845, n° 3.

(2) La formation secondaire du mica noir dans les schistes métamorphiques, a été établie par les recherches de MM. Rosenbusch, Michel-Lévy ; des preuves d'une autre nature ont été depuis apportées par M. Lehmann, qui a montré le mica noir cristallisant dans les fissures et les joints, ou formant des revêtements autour des galets anciens de Mittweida (Ent. der altkrystall. Schiefergesteine, Bonn, 1884, p. 139.

schistosité est encore soulignée par la forme elliptique, ovalaire, des grains de quarz recristallisés, qui dans beaucoup d'autres roches métamorphiques ont une tendance à prendre des formes plus globuleuses.

Entre ces grains de quarz, on reconnaît, notamment sur les sections parallèles à la stratification, des faisceaux de minces aiguilles fibrolitiques ; elles épigénisent des débris très altérés d'un minéral transparent, biréfringent, qui rappellent les caractères de la sillimanite. On trouve en outre de gros grains, irréguliers, arrondis, très biréfringents, rappellent ceux qui ont été rapportés au rutile dans les schistes d'Allemagne par MM. Zirkel (1) et Cathrein (2).

Le mica blanc n'est pas rare dans les schistes micacés de cette région ; il est très distinct de la séricite décrite dans les schistes non modifiés. Il se présente sous forme de grosses piles irrégulières, revêtant tous les caractères de la muscovite des granulites. Les sections normales à la stratification montrent avec une netteté particulière sa disposition dans le schiste. Ses lames n'y sont pas en effet, disséminées irrégulièrement dans la masse, elles sont concentrées en certains points, au nombre de 4 à 8, et ont leurs clivages disposés obliquement ou normalement à la stratification du schiste ; on reconnaît bientôt que les grains de quarz associés à ces piles de muscovite diffèrent de ceux qui constituent le reste du schiste. Ils sont bien plus gros, moirés, à contours irréguliers, et plus riches en inclusions liquides. On constate enfin facilement que ces assemblages de muscovite et de gros grains de quarz, forment des amandes interstratifiées dans le schiste à mica noir, et ne sont autre chose que des filonnets moniliformes d'hyalomicte.

Ce n'est pas à la granitite de Rostrenen qu'il convient de rapporter l'origine de ces filons, mais bien au granite (gra-

(1) *Zirkel* : Poggendorf's Annalen, 1871, p. 819.
(2) *A. Cathrein* : Neues Jahrbuch für Miner., 1881, p. 175.

nulite) du Guéméné, qui remplit de ses filons la granitite des environs de la Trinité. Je ne connais pas dans ce district de schiste cambrien qui ait échappé à l'action de la granulite; je ne puis donc distinguer ici dans les schistes cambriens modifiés, ce qui doit être rapporté à l'action du granite ou à l'action de la granulite.

B. — **Grès armoricain**.

Le *grès armoricain,* blanc, homogène, à grains fins, constitue le trait le plus saillant des *Montagnes-Noires* : on le suit d'un bout à l'autre de cette chaîne, dont il forme la ligne de faîte méridionale. Dufrénoy avait été si frappé de sa constance qu'il donna à ce niveau en Bretagne, le nom de *grès des Montagnes-Noires* (1), désignation tombée en désuétude, mais qui a la priorité sur toutes les autres (grès armoricain, grès à scolithes, à bilobites, etc.) proposées depuis.

Sur cette longueur de 40 kil. des *Montagnes-Noires*, le grès armoricain conserve des caractères uniformes. C'est un grès blanc, siliceux, essentiellement formé de quarz et de mica blanc; le quarz est en grains arrondis ou anguleux, irréguliers, parfois fendillés et brisés, ayant un volume à peu près constant de $0^{mm}010$ à $0^{mm}012$, et généralement recristallisés comme ceux du grès des Vosges, décrits par E. de Beaumont (2) et M. Daubrée (3). Il n'y a pas entre ces grains les différences de grosseur qu'on observe dans les sédiments, ni les angles aigus des débris clastiques ; ils sont orientés irrégulièrement en divers sens dans la roche, et s'éteignent d'un seul coup sous les nicols croisés. Ils contiennent des inclusions liquides, en petit nombre, très petites, alignées diversement dans les divers grains.

(1) *Dufrénoy* : Mém. sur l'âge et la comp. des terrains de transition de l'ouest de la France, Annal. des mines, 3e sér., 1838, t. XIV, p. 213.

(2) *E. de Beaumont* : Annal. des mines, 2e sér., t. I, p. 406.

(3) *Daubrée* : Annal. des mines, 5e sér., t. XII, p. 552, 556.

Le quarz est cimenté par un mica blanc séricitique, en paillettes disséminées au hasard, sans ordre, autour des grains de quarz ; son abondance, comme sa disposition sont toutefois très variables. Il manque parfois complètement ; il est dans d'autres cas si abondant, que le grès devient feuilleté, ses lamelles membraneuses, ondulées, sont alors disposées parallèlement, entourant et enlaçant les grains de quarz. Telle est par exemple, la pierre exploitée au Mt-Noir de Plévin, assez tendre suivant les lames de mica pour être clivée avec l'ongle, et assez résistante normalement à cette direction, pour donner une pierre à aiguiser de bonne qualité. Des écailles de chlorite dichroïque sont associées dans cette roche aux membranes de mica blanc, où les grains de quarz irréguliers, étirés, ont en outre de très petites dimensions.

Dans d'autres cas, ces paillettes de mica se concentrent et s'agrègent autour des fossiles, dont elles ont épigénisé le test. Aucune de mes préparations ne renfermait de restes de feldspath, ceux qui ont pu exister dans la roche ont été complètement décomposés. Le zircon est assez uniformément répandu dans ces grès en grains de 0,08^{mm}, biréfringents, remarquables par leurs couleurs vives, irisées, entre les nicols croisés. Il y a en outre dans la pâte des particules argileuses et limoniteuses, sans forme propre.

L'âge de cette masse de grès blanc des *Montagnes-Noires*, épaisse de 300 à 400 m., est établi par sa position stratigraphique et par ses fossiles. Dans toute son étendue, cette bande repose sur des schistes et quarzites vert d'herbe, avec lits de poudingue quarzeux (*Etage du poudingue de Montfort*), elle est recouverte par les schistes ardoisiers noirs à *Calymene Tristani* (*Étage des ardoises d'Angers*). J'ai de plus trouvé dans les Montagnes-Noires, les fossiles caractéristiques suivants :

Scolithus linearis, Hald.	*Lingulella Lesueuri*, Rou. sp.
Bilobites.	*Dinobolus Brimonti*, Rou. sp.

Cette bande de grès armoricain des Montagnes-Noires vient buter contre le granite de Rostrenen, entre Trégornan et Faouédic; ce n'est pas une région de beaux affleurements, on constate cependant facilement que le grès en approchant du contact présente des caractères nouveaux. Il n'est plus fossilifère et devient plus dur, plus fortement cimenté, plus sombre ; il rappelle ainsi l'aspect des grès signalés au contact du granite par Portlock (1), E. de Beaumont (2), J. Geikie (3).

Des préparations de ce grès ramassé dans la vallée du moulin de Pénéchaussée, au voisinage du granite porphyroïde, montrent qu'il est transformé en *quarzite micacé sillimanitisé*. Puillon Boblaye (4) nous apprend que c'est cette variété de grès silurien métamorphisé, qui a été décrite par Daubuisson sous le nom de *quarz compact*.

Ces *quarzites micacés sillimanitisés* sont essentiellement formés de granules réguliers, arrondis ou subhexagonaux de quarz, assemblés par un réseau de paillettes de mica noir. Le quarz a perdu ses angles aigus, ses fissures et ses caractères clastiques; son volume est devenu plus irrégulier, variable dans les diverses roches, mais de $\frac{1}{2}$ mm en moyenne. Il présente des formes très variables : parfois en granules arrondis et donnant des arènes pisaires, parfois en cristaux dihéxaédriques, parfois enfin, en grains très irréguliers, découpés, guillochés et enchevêtrés sur leurs bords. Les inclusions liquides tantôt rares et petites, sont dans d'autres cas grosses et nombreuses, formant des traînées

(1) *Portlock* : Report on Londonderry, Londres, 1843, p. 507.

(2) *E. de Beaumont* : Mém. pour servir à une descript géol. de la France, t. 2, p. 405

(3) *J. Geikie* : Geol. mag., t. III, p. 529; et Mem. geol. survey of Scotland, expl. of sheet 22

(4) *Puillon Boblaye* : Essai sur la constitut. géol. de la Bretagne. Annal. du muséum, t. XV.

continues qui se poursuivent fréquemment d'un grain à l'autre, et même parfois à travers toute l'étendue de la préparation; les libelles sont quelquefois mobiles à la température ordinaire. En outre de ces inclusions liquides, le quarz contient encore des lamelles de mica noir, ainsi que d'autres assez rares de muscovite.

Ces caractères nous rappellent ceux des grains de *quarz récent* (Michel-Lévy), *quarz chimique* (Lossen), *quarz secondaire* (Wichmann), des gneiss acides ; on a ici sous les yeux une formation récente de silice, qui aurait cristallisé à nouveau en place. Des grès sédimentaires semblablement recristallisés au contact du granite, ont été décrits dans le Taunus par M. Lossen (1), dans le Harz par M. Lehmann (2), en Norwège par M. H. Reusch (3). Partout le grès sédimentaire a perdu au contact du granite ses caractères de clasticité, il est devenu essentiellement formé de silice chimiquement déposée : l'action chimique a recouvert et remplacé l'action mécanique.

Le *mica noir* très abondant parfois dans ces quarzites, dont il change alors la couleur, présente les plus grandes analogies avec celui qui a été décrit par M. Michel-Lévy (4) dans les schistes micacés de Saint-Léon. Il est en lamelles brunes, à clivages bien marqués, de formes assez variables ; elles sont tantôt très petites, arrondies, elliptiques, de 0,02 à 0,05^{mm}, elles atteignent parfois 0,10 à 0,15 sur 0,05^{mm} ; la moyenne est de 0,12^{mm} et leur forme généralement ronde ou hexagonale, est amincie au bord.

(1) *K. Lossen* ; Geogn. Beschreib. der linksrhein. Fortsetz. des Taunus, etc., Zeitsch. d. deutsch. geol. Ges., Bd. XIX, 1867. p. 687, 690.

(2) *J. Lehmann* : Entstehung der altkrystallinischen Schiefergesteine, Bonn, 1884, p. 85.

(3) *H. Reusch* : Nogle af Merakerprofilets bergarter, Christiania, 1883, p. 124, 138.

(4) *Michel-Lévy* : Sur les schistes micacés de St-Léon (Allier) Bull. soc. géol. de France, 3e sér., t. IX, 1881, p. 186.

Les dimensions de ces éléments varient naturellement beaucoup suivant les échantillons et les localités. Souvent cependant les lamelles du mica noir du quarzite deviennent de plus en plus petites, à mesure qu'on s'éloigne du granite ; il n'en est pas de même des grains de quarz, dont la grosseur très variable est entièrement indépendante de l'éloignement de la roche éruptive.

Ces piles de mica noir se groupent souvent entre elles, formant des lamelles dépourvues de contours polyédriques réguliers, enchevêtrées les unes avec les autres. Leur disposition paraît tout à fait irrégulière dans les sections de la roche parallèles à la stratification ; on constate au contraire, dans les sections normales à cette direction, que ces lamelles forment un réseau continu ; elles ne constituent pas comme dans les schistes de Saint-Léon des tissus superposés, parallèles à la schistosité, mais bien un réseau, un filet à mailles rhombiques allongées, dont la grande diagonale correspondrait à la stratification.

Le mica noir n'est pas ici déchiqueté, déchiré, comme dans certains gneiss ; il n'est pas non plus moulé autour des glandules de quarz, comme dans d'autres ; il est frais et libre dans les espaces compris entre les grains de quarz, où ses paillettes sont orientées dans leur ensemble parallèlement à la stratification, bien que non disposées suivant des plans continus, comme dans le cas des schistes. Le mica noir s'est donc consolidé en majeure partie après le quarz, mais on ne le trouve pas moins très souvent à l'état de lamelles incluses à l'intérieur du quarz.

Le polychroïsme de ce mica est très intense dans les tons bruns ; le minéral très pur présente souvent les noyaux biréfringents à auréole polychroïque, dont la nature a été fixée par M. Michel-Lévy [1]. Le zircon qui est contenu dans ces

(1) *Michel-Lévy* : Comptes-rendus acad. sciences, 24 Avril 1882.

piles de mica est certes le minéral le plus ancien de la roche ; je l'ai reconnu dans des grès non modifiés, très éloignés du contact du granite. Il est en gros grains biréfringents de 0,05 à 0,10^{mm}.

On trouve en outre dans ces quarzites micacés, entre les grains de quarz, des gerbes ou faisceaux de fines aiguilles blanches, disposées en divers sens. Elles se présentent sous deux états différents : parfois individualisées, indépendantes et généralement incluses dans le quarz, elles ont tous les caractères de la sillimanite ; dans d'autres cas, elles forment des faisceaux de fines fibres blanches, très déliées, éteignant en long sous les nicols croisés, et rappellent davantage certains résultats de décomposition de la cordiérite.

En outre des minéraux précédents essentiels, on trouve encore dans ces quarzites du mica blanc, sous forme de lamelles distinctes, parfois alignées ; un autre minéral intéressant est le fer oxydulé en granules opaques, à reflet bleuâtre. Notons enfin le zircon isolé, en cristaux bien terminés, déjà cité dans le mica noir, où il était entouré des auréoles polychroïques ordinaires.

La région de contact du grès et du granite présente ici de trop mauvais affleurements pour qu'il soit possible de fixer exactement la distance à laquelle le granite a fait sentir son action sur le *grès armoricain*. Je l'estime à environ 50 m., souvent elle n'atteint pas même cette distance ; cette action du granite (granitite) sur les grès, n'a pas été aussi intense que celle de la granulite du Guéméné, précédemment décrite (1), qui s'est fait sentir jusqu'à 400 m., et qui a déterminé au contact immédiat la formation de grès feldspathisés.

L'importance des faits précédemment relevés dans les Montagnes-Noires, consiste principalement en ce qu'ils établissent d'une façon absolue, l'action du granite de Rostrenen,

(1) Annal. soc. géol. du Nord, t. XI, Lille, 1884, p. 116.

sur le *grès armoricain* bien caractérisé, en place dans la série stratigraphique, et dont la détermination d'âge ne saurait être contestée.

Nous étudierons plus loin d'autres lambeaux de *grès armoricain*, présentant des modifications métamorphiques plus nettes ou plus étendues, mais qui étant isolés par failles ou noyés dans le granite, ne présentent plus les mêmes garanties d'âge.

Tel est le grès, qui forme le Mont-Noir de Plévin et la région voisine; je considère ce Mont comme formé par une crête de *grès armoricain*, ramené par un pli anticlinal, brisé, parallèlement à l'axe des Montagnes-Noires. Ce grès du Mont-Noir m'a présenté les caractères lithologiques du *grès armoricain*, et m'en a fourni les fossiles ordinaires : *Dinobolus Brimonti*, *Bilobites*, *Lingulella Lesueuri*.

A E. du Mont-Noir, vers l'étang du Coroncq, en approchant du granite de Rostrenen, à St-Conogan, de Kervidam à Kerveguen, le grès armoricain montre aussi des modifications lithologiques. On trouve des blocs de quarzite micacé, avec fer oxydulé, zircon; le mica noir présente les mêmes caractères qu'à Pénéchaussée, mais il est toujours très rare, ne formant dans le quarzite que de petites paillettes isolées. Le quarz par contre est de même entièrement recristallisé, en gros grains irréguliers, enchevêtrés, riches en inclusions liquides, à bulles immobiles à la température ordinaire, disposées en traînées continues à travers les divers grains de quarz. J'ai pu suivre ces traînées continues d'inclusions liquides, à travers divers grains cristallins, sur une longueur de 2 centimètres, dans des préparations du grès recristallisé de Kervidam. Il n'est pas rare de les suivre sur une longueur de 1 cent., et il est certain qu'on les suivrait sur de beaucoup plus grandes longueurs, si l'on faisait des préparations minces plus étendues. Les *grès armoricains*

métamorphisés au contact de la granulite du Guéméné, m'avaient présenté des faits du même genre.

La continuité des traînées d'inclusions liquides, à travers les grains cristallins des grès métamorphiques, n'est pas exceptionnelle, mais doit être considérée comme la disposition normale et régulière de ces inclusions dans le quarz des grès métamorphisés, au contact du granite de Rostrenen et de la granulite du Guéméné. Lorsque ces traînées d'inclusions ne se poursuivent pas à travers les divers grains de la préparation, on doit l'attribuer à l'obliquité de la section par rapport à ces filonnets liquides.

Nous sommes donc amenés forcément par la disposition des traînées liquides dans les grès métamorphisés au contact du granite, à considérer ces traînées liquides comme des filons moniliformes émis par le granite lors de son injection ; ce sont des filons de granite réduit à sa partie aqueuse, et conservés dans les grès au même titre que les apophyses solides diverses, rapportées depuis longtemps aux masses granitiques massives.

Ces inclusions liquides du quarz des grès sont en effet, identiques à celles qu'on observe dans les grains de quarz du granite. Les unes, à libelle mobile à la température ordinaire, peuvent être rapportées depuis les déterminations de Vogelsang à l'acide carbonique liquide; les autres restant immobiles, et ne se volatilisant pas quand on chauffe la préparation, sont plus probablement remplies d'eau salée. De plus, tandis que ces traînées continues d'inclusions liquides sont constantes dans les grès métamorphisés au contact du granite, elles font défaut dans le grès contemporain non influencé, des autres parties des Montagnes-Noires : les traînées d'inclusions liquides qu'on trouve aussi dans les quarz de ces grès sont discontinues, et ne se poursuivent pas d'un grain à l'autre, les inclusions sont d'ailleurs plus petites.

(1) Annal. soc. géol. du Nord, t. XI, 1884, p. 109.

Ces observations sur les *grès armoricains* métamorphisés donnent ainsi un moyen pratique de distinguer par la disposition des inclusions liquides les grains de quarz des roches clastiques ou plutoniques, des grains de quarz des roches métamorphisées au contact. Elles montrent de plus que les vapeurs et les liquides surchauffés, en présence desquels le granite s'est solidifié, n'ont pas limité leur action à la roche plutonique, puisqu'on les retrouve aujourd'hui dans les terrains sédimentaires encaissants, où ils avaient pénétré.

La continuité des traînées d'inclusions liquides à travers divers grains de quarz voisins a été indiquée d'abord par M. Kalkowsky (1) dans les gneiss de l'Eulengebirge; il avait même remarqué que ces traînées se suivaient à travers des espèces minérales différentes, mais qu'elles correspondaient alors à des solutions de continuité, à des cassures, de ces autres espèces minérales (sillimanite). Des observations analogues ont été faites depuis en Bretagne par M. Whitman Cross (2), et en divers pays par un grand nombre d'autres observateurs; on n'avait pas encore signalé à ma connaissance, la relation qu'il y a entre la continuité de ces filonnets moniliformes liquides et le contact de masses granitiques éruptives.

Cette relation est constante en Bretagne pour les grès granitisés, comme aussi pour certains gneiss granulitiques.

C. — Ardoises d'Angers.

Les *schistes ardoisiers* d'Angers reposent directement dans les Montagnes-Noires sur les *grès armoricains*; ils y présentent leurs caractères lithologiques ordinaires de schistes

(1) *E. Kalkowsky* : Die Gneissformation des Eulengebirges, Leipzig, 1878, p. 7.

(2) *C. Whitman Cross* : Stud. über breton. Gesteine, Tschermak's min. Mittheil., Bd. 3, 1880, p. 369.

fissiles, noir-violacé, souvent pyriteux, et exploités comme ardoises à Kerronec, Penquerhoet, Penhoat-Conveau, Liors-Margot, Restlouet, etc.

Ces schistes m'ont fourni à Roch-Arvran, à W. de la Forêt de Conveau, les fossiles suivants, caractéristiques de l'étage :

Calymene Tristani Brongn.	*Redonia Deshayesiana* Rou.
— *Aragoi* Rou.	— *Duvaliana* Rou.
Dalmanites macrophtalma Brg.	*Orthis Berthoisi* Sharpe.
Illœnus giganteus Burm.	*Graptolites* sp.

Au microscope, ces schistes se montrent formés de quarz en petits grains irréguliers, à contours vagues, entourés par un mica séricitique blanc-verdâtre, abondant, formant la pâte du schiste. Il y a en outre des grains noirs irréguliers de substance charbonneuse, des microlithes de rutile, de la chlorite et de la pyrite.

Cette composition des schistes d'Angers reste constante dans la plus grande partie des Montagnes-Noires, d'Edern à la forêt de Conveau, sur une longueur de 35 kil.; à E. de la forêt de Conveau, jusqu'à Rocheledan, sur une longueur de 7 kil. cette même bande schisteuse acquiert graduellement des caractères nouveaux, en approchant du massif granitique de Rostrenen.

L'irrégularité du massif granitique, qui s'avance de ce côté jusqu'à la Trinité-Langonnet, permet toutefois de réduire à 2 kil. la distance maxima des schistes modifiés, à l'affleurement du granite. Durocher (1) avait déjà étendu jusqu'à 3000 m. l'influence du granite sur les schistes de Bretagne ; la modification graduelle des schistes au contact du granite, est classique depuis longtemps ; Sedgwick (2) la décrivait déjà dans le Westmoreland, Cotta (3) en 1854 dans le Harz,

(1) *Durocher* : B. S. G. F., 2e sér., t. 3, p. 607.
(2) *Sedgwick* : Proceed. of the geol. soc. of London, t. 2.
(3) *B. v. Cotta* : Deutschlands Boden, Leipzig, 1854.

Delesse (1) en 1857 étendait l'action du granite jusqu'à 1500 m., et au delà, en France et en Irlande.

Dans les Montagnes-Noires, à 2 kil. du granite (Forêt de Conveau, Kerlescouarn), les schistes ardoisiers alternent avec des lits tachetés, où l'on reconnaît des ségrégations de la matière charbonneuse et des mouches de biotite. Cette cristallinité du schiste s'accentue de plus en plus à E., à mesure qu'on approche du granite; au S. de Penquer et de Berlivet, les schistes à biotite alternent avec des schistes à chiastolithe. La quantité des chiastolithes devient prodigieuse vers Moustrougant, Rosennarven et Guermeur. A Moustrougant, la masse du schiste est lardée d'innombrables prismes de chiastolithe de 0,004 de diamètre, et longs de 0,02 à 0,03; elle est ainsi transformée en une roche massive, sans schistosité, exploitée même pour l'entretien des routes, malgré la grosseur des cristaux, qui la distingue des *Hornfels*.

C'est de Moustrougant à la Villeneuve, que cette modification du schiste est la plus complète; au N.-W., vers Goachanter, Kervennou, la transformation est moins avancée, les schistes feuilletés sont noirs, satinés, gaufrés, et chargés de paillettes de biotite, les cristaux de chiastolithe plus petits deviennent très rares. Des lits de schiste noir satiné alternent avec des lits à petites chiastolithes espacées.

Les *schistes à chiastolithe* de Moustrougant, en Glomel, sont des roches très bien caractérisées au microscope comme macline (Cordier), et analogues à celles qui ont été déjà décrites par Durocher (2). La chiastolithe en forme l'élément essentiel, en cristaux longs de plusieurs centimètres, segrégés porphyriquement; ils présentent des contours nets et se détachent facilement de la roche. Leurs faces habituelles sont m, p, e^1. Ils sont remarquables par leur fraîcheur, et par leur coloration fleur de pêcher. Leur nombre n'est pas plus

(1) *Delesse* : Annal. des mines, 5e sér., t. XII, 1857, p. 756, 759.
(2) *Durocher* : B. S. G. F., 2e sér., t. 8, 1846, p. 552.

grand au microscope qu'à l'œil nu, les dimensions de ces cristaux restent sensiblement constantes dans un même échantillon de schiste, et même on peut le dire, dans une même couche en un point donné. Leur diamètre reste à peu près constant de 3 à 4^{mm}, dans toute cette partie des Montagnes-Noires Ces cristaux rhombiques présentent en lames minces les extinctions caractéristiques du système; leurs clivages *mm* se distinguent nettement, en traits nets, rectilignes, discontinus.

Les axes optiques situés dans le plan g^1 sont très écartés. La bissectrice α est négative, parallèle à l'axe vertical. Les rayons polarisés vibrant suivant α donnent une couleur rouge de chair, suivant β vert jaunâtre pâle, suivant γ vert-jaunâtre pâle. Les couleurs suivant β et γ ne sont pas distinctes dans mes préparations; au contraire les cristaux de Glomel taillés suivant la zone *mm*, se distinguent de suite des cristaux d'orthose, sillimanite, staurotide, avec lesquels on pourrait les confondre, par la belle teinte rose qu'ils présentent quand ils sont couchés parallèlement à la plus courte diagonale du nicol.

En cristallisant, ces chiastolithes ont englobé des substances charbonneuses, dont la distribution symétrique les avait fait regarder comme le résultat d'un groupement régulier de quatre cristaux simples, associés en macle; les sections suivant la base de ces cristaux sont les plus favorables à l'étude de la disposition de ces inclusions, qui est très variée, et a été décrite par Haüy sous les noms de macle tétragramme, macle pentarhombique, macle circonscrite.

Ces cristaux de chiastolithe présentent les plus grandes ressemblances avec ceux que j'ai décrit (1) dans les schistes cambriens des Asturies, au contact du granite à deux micas (granulite). La richesse en inclusions de tourmaline de ceux-ci les distingue principalement des premiers, où la

(1) Terrains anciens des Asturies, Lille, 1882, p. 99.

tourmaline m'a toujours paru faire défaut. Les seules inclusions anciennes des chiastolithes de Moustrougant, outre les grains charbonneux déjà signalés, sont des inclusions transparentes peu nombreuses à contours arrondis, ovales, qui me paraissent liquides et différentes du quarz auquel elles ont été rapportées dans les mêmes conditions au Hennberg par M. F. E. Müller ([2]). Le mica noir et le quarz en grains arrondis que l'on y observe exceptionnellement, sont toujours limités à la périphérie ou alignés suivant des fentes et sont sans doute postérieurs.

Ces cristaux de chiastolithe de Moustrougant sont souvent épigénisés par un minéral micacé, écailleux ; la tranformation se fait graduellement de dehors en dedans, car tous ces cristaux restés clairs et vitreux au centre, sont formés à leur périphérie par une substance blanc-jaunâtre, micacée, écailleuse, palmée, un peu fibreuse parfois, et disposée radiairement. Ces palmes présentant au microscope l'aspect des micas blancs, se forment aussi à l'intérieur du cristal, suivant les clivages ou suivant des lignes irrégulières sinueuses. Dans ce cas, la disposition des palmes est tout à fait confuse ; quand au contraire, la modification se fait suivant les clivages, les premières lamelles de mica blanc sont empilées parallèlement au clivage, et c'est sur ce premier feuillet que s'implantent les palmes micacées qui envahissent parfois tout se cristal Quand l'épigénie est complète, les lamelles micacées paraissent ainsi dans leur ensemble, disposées normalement aux diverses faces du cristal.

J'insiste tout particulièrement sur la forme cristalline écaillo-lamelleuse des palmes de mica blanc qui épigénisent les chiastolithes si bien caractérisées de Moustrougant, car il y a lieu de les distinguer de houppes plus fibreuses qui

---

(1) *F. E. Müller* : Die Contacterscheinungen an dem Granite des Hennbergs bei Weitisberga, Neues Jahrb., 1882, p. 233.

remplacent habituellement les cristaux de cordiérite dans les leptynolithes décrites plus loin.

Les schistes de Moustrougant contiennent en outre de la chiastolithe, du mica en grandes lamelles brun-verdâtre, très dichroïques, à clivage facile, à axes optiques peu écartés, et qui appartiennent à la biotite. Les lamelles en sont pures, remarquablement grandes, à contours irréguliers, non polyédriques, et ne contiennent guère comme inclusions que de petits cristaux de zircon et des granules arrondis de quarz sans doute secondaire. La disposition de ces lamelles de biotite est assez irrégulière, elles sont enchevêtrées, forment des traînées peu étendues, qui n'ont pas toutefois été disloquées par la cristallisation du quarz, si abondant dans la roche. Elles sont au contraire, parfois dérangées au voisinage des cristaux de chiastolithe, comme l'a déjà indiqué M. Gümbel [1] dans le Fichtelgebirge ; elles paraissent alors groupées autour de ces cristaux, plutôt qu'elles n'ont été disloquées par eux.

La substitution du mica noir à la chlorite et à la séricite des schistes, s'opère donc ici comme dans les Vosges d'après M. Rosenbusch [2], et dans l'Allier d'après M. Michel-Lévy [3]. La chlorite et le mica blanc ne font cependant pas défaut dans les schistes de Moustrougant, ils sont même assez abondamment distribués dans les roches altérées, on reconnaît toutefois aisément que les houppes chloriteuses et la muscovite en piles plus ou moins grosses sont limitées au voisinage des lamelles de mica noir qu'elles épigénisent. L'altération assez avancée de la biotite de ces schistes à chiastolithe est très remarquable, si on la rapproche de la conservation exceptionnelle de la chiastolithe rose ; nous constaterons

(1) *Gümbel* : Geogn. Beschreib. des Fichtelgebirges, p. 291.

(2) *Rosenbusch* : Die Steigerschiefer, Strasbourg, 1877, p. 190.

(3) *Michel-Lévy* : Les schistes micacés de St-Léon, B. S. G. F., t. IX, 1881, p. 181.

plus loin que dans des massifs voisins, la chiastolithe est parfois entièrement altérée et épigénisée en un mica blanc écailleux, dans des schistes où le mica noir a conservé toute sa fraîcheur.

Le quarz qui forme presque toute la masse du schiste est en grains distincts, ellipsoïdaux, et parfois dihexaédriques. Les inclusions y sont rares, quelques inclusions liquides et de plus rares lamelles de mica noir; le mica noir se trouve généralement entre les grains de quarz, et il en est de même de granules charbonneux si abondants dans la roche, et dont la formation pourtant est certes bien antérieure à celle du quarz.

En outre des éléments précédents, qui forment essentiellement les schistes à chiastolithe de Moustrougant et de toute la région limitrophe du granite, on trouve dans les préparations microscopiques du fer oxydulé, en gros grains, irréguliers, peu abondants. Un minéral moins répandu, quoique très bien caractérisé parfois est le grenat.

La tourmaline signalée par M. Mallard (1) dans le schiste d'Angers, et que j'ai reconnue à ce même niveau dans les Montagnes-Noires, dans des schistes peu métamorphisés, paraît faire défaut ainsi que le rutile, dans les schistes à chiastolithe; il m'a été en tous cas impossible de les y reconnaître.

Il ne m'a pas été donné non plus d'observer de ce côté, le contact immédiat de ces schistes à chiastolithe avec le granite. Ce contact se fait d'ailleurs par failles, et dans une contrée de prairies marécageuses; nous ne savons donc pas la façon dont se fait l'injection du granite dans ces schistes, ni même s'ils présentent un degré plus avancé de métamorphisme analogue à la hornfels (Rosenbusch (2), ou aux schistes feldspathiques (Michel-Lévy (3), Reusch (4)?

(1) *Mallard* : Sur l'examen microscop. de quelques schistes ardoisiers, Bull. soc. minér. France, 1880, n° 4.
(2) *Rosenbusch* : Die Steigerschiefer, Strasbourg, 1877.
(3) *Michel-Lévy* : B. S. G. F., 3e sér., t IX 1881.
(4) *H. Reusch* ; Geologiske notizer fra Kristianiaegnen, Nyt. mag. for Naturvid. Bd. 28, p. 122.

En résumé, l'étage silurien des schistes d'Angers, fossilifère et présentant ses caractères lithologiques et stratigraphiques normaux dans les Montagnes-Noires, sur une bande longue de 35 kil., se charge de mica noir et de chiastolithe en approchant du granite de Rostrenen, sur une distance de plus de 2 kilomètres.

D. — Schistes et grès du terrain silurien supérieur.

J'ai indiqué dans un mémoire antérieur les subdivisions que présente le terrain silurien supérieur dans les Monts de Menez-Hom (1), continuation vers l'ouest des Montagnes-Noires. La variété lithologique de ces divers niveaux, ampélites, schistes, quarzites, poudingues, calcaires, donnerait un intérêt tout particulier à l'étude de leurs modifications lithologiques au contact du granite.

On ne peut toutefois faire cette étude dans la région de Rostrenen. J'ai dit déjà, combien l'étage silurien supérieur, était mal représenté dans les Montagnes-Noires; quand de plus on rapproche du massif granitique de Rostrenen, l'affleurement de ce terrain disparaît, enlevé par une faille oblique, tracée sur notre carte.

On ne peut donc étudier de ce côté les modifications du granite, sur les sédiments de l'époque silurienne supérieure. On est ainsi dépourvu de tout critérium pour reconnaître les lambeaux de cet âge (s'ils existent?), dans notre région intermédiaire (III), à l'étude de laquelle nous reviendrons plus loin.

E. — Schistes et quarzites de Plougastel.

Je désigne sous ce nom, en les rapportant au terrain devonien dont ils contiennent la faune, une épaisse série de schistes et quarzites alternants, confondus jusqu'ici sur les

(1) Annal. soc. géol. du Nord, t. VII, 1880, p. 258.

cartes géologiques du pays, avec le grès armoricain de la base du silurien.

Cette masse dont l'épaisseur atteint 1 kil., forme d'une extrémité à l'autre de la chaîne, le versant N. des Montagnes-Noires, dont elle constitue les sommets les plus élevés, de Briec à Laz, Tréogan, Motreff, Glomel. L'inégale décomposition des couches sans cesse alternantes, de schistes et de quarzites, en lits épais de quelques centimètres ou de plusieurs mètres, donne à cette crête un aspect bien différent, bien plus pittoresque, que celui de la crête du grès armoricain : celle-ci présente des sommets nus et arrondis, celle-là est hérissée de rochers aigus, déchiquetés, formant au milieu des landes des monolithes à formes bizarres.

L'alternance répétée et constante des bancs de schiste et de quarzite caractérise cet étage au point de vue lithologique et aide à le distinguer des étages voisins. Les schistes sont durs, grossiers, bleu-foncé, assez compacts pour fournir des dalles ou moëllons pour les constructions, pas assez fissiles pour fournir des ardoises ; ils sont encore caractérisés dans les Montagnes-Noires par de petites paillettes brillantes, très miroitantes sur la tranche du schiste, qu'on serait tenté de rapporter sur le terrain à du mica noir. Les quarzites sont très durs, verdâtres, pyriteux, remplis de filonnets de quarz secondaire; ils fournissent les meilleures pierres de la région pour l'entretien des routes. Ils sont à cet état facilement distingués des grès siluriens; mais quand ils sont altérés par une longue exposition à l'air humide du pays, ils blanchissent, s'ameublissent, et il devient alors très difficile de les distinguer des grès siluriens. On ne saurait donc s'étonner de l'erreur des précédents observateurs, Dufrénoy, de Fourcy, Frapolli, qui ont confondu ces grès.

Au microscope, les quarzites de Plougastel ne m'ont présenté aucun caractère propre qui puisse aider à les distinguer des quarzites armoricains. Ils sont formés de petits grains de

quarz irréguliers, subanguleux, chagrinés au bord, et étroitement serrés les uns contre les autres, ou cimentés par des granules plus petits de quarz.

Les schistes de Plougastel, au microscope, se montrent formés de petits grains irréguliers, étirés de quarz, entourés, reliés et souvent noyés dans un réseau de fibres de mica blanc séricitique, reconnaissable dans les sections normales aux feuillets, et souvent plus abondant que le quarz. La chlorite est parfois un élément constituant de ces schistes.

On y trouve en outre de nombreux granules, de formes irrégulières, d'une substance charbonneuse, et aux forts grossissements, des microlithes de rutile, simples ou maclés. Des aiguilles de tourmaline sont quelquefois reconnaissables, mais leur présence n'est pas aussi constante que celle du rutile. Un dernier élément constant de ces schistes, déjà visible à l'œil nu, sous forme de très petites paillettes miroitantes, rappelant le mica noir, se présente au microscope en lames minces, réunies en rosettes.

On reconnaît immédiatement au microscope qu'on n'a pas ici à faire au mica noir. Ces rosettes à éléments radiés, sont formées par des lamelles d'un minéral transparent d'un vert très clair, qui n'a ni la forme, ni le dichroïsme, ni la disposition feuilletée des micas. Chaque fibre est un cristal tabulaire, très allongé, offrant dans la lumière naturelle une teinte vert-clair, presque incolore, présentant des cassures transversales qui rappellent celles des cristaux d'épidote, et qui correspondent aux clivages prismatiques des clintonites. Leur dichroïsme paraît nul dans les lames minces, ou au moins reste toujours dans les tons vert très clair; ils sont incolores quand leur allongement coïncide avec la section principale du nicol, ils prennent une teinte jaune-verdâtre claire, à angle droit. Le minéral est négatif suivant sa longueur. La biréfringence est très faible. Sous les nicols croisés, les extinctions sont légèrement obliques, ces aiguilles

d'ailleurs ne n'éteignent pas d'un seul coup, on reconnaît qu'elles sont formées par l'assemblage de plusieurs macles. Le plan de macle est suivant l'allongement du minéral, correspondant à la face tabulaire de base, et coïncide ainsi avec le clivage facile, basique.

La disposition et l'aspect de ce minéral rappellent ceux des cristaux aculéiformes du granite altéré du Rossberg, dessinés mais non déterminés par M. von Chrustschoff (1). Les dimensions très petites de ce minéral, ses macles, son gisement dans la pâte séricitеuse du schiste, rendent très obscurs ses caractères optiques ; sa détermination offre donc des difficultés sérieuses, que je ne suis pas encore arrivé à lever. Toutefois d'après les caractères indiqués, et notamment le mode d'assemblage des macles tricliniques, identiques à ceux de l'ottrélite, chloritoïde, masonite, venasquite, on peut soupçonner pour ce minéral une parenté avec le groupe des clintonites de MM. Tschermak et Sipöcz (2).

Je crois donc pouvoir le considérer provisoirement, malgré son dichroïsme faible, presque nul, comme une espèce indéterminée du groupe des clintonites? J'espère pouvoir revenir plus tard sur sa détermination, dont la fixation n'importe pas directement au but de ce travail, puisque ce minéral n'est pas en relation avec le voisinage du granite de Rostrenen.

Au voisinage du granite, ce schiste à petites clintonites présente des modifications spéciales, dont la plus typique est la formation de cristaux d'andalousite. On l'observe au contact du granite au S. de Glomel et sur les rives de l'étang du

(1) *von Chrustschoff* : Ueber secundaere Glaseinschlüsse, Tschermak's Mittheil., vol. 4, 1882, p. 488, pl. 5, fig. 30

(2) *Tschermak* et *Sipocz* : Die Clintonit-Gruppe, Sitz. der k.k. Akad. der Wissenschaften, Wien, Bd. 78, Nov. 1878, p. 23.

Coroncq : en ces points le métamorphisme est assez avancé pour rendre la roche méconnaissable, c'est une sorte de macline ou leptynolithe très altérée, passant par décomposition à une grauwacke brunâtre, et traversée de plus par de nombreux filons de diorite. Les faits sont plus clairs si on s'éloigne un peu du granite, la région qui s'étend de Glomel à Motreff permet de constater d'une façon évidente, le passage des *schistes et quarzites de Plougastel* des Montagnes-Noires, à des schistes à chiastolithe, à mesure qu'on approche du granite.

Les monts 225, 218, situés au S. de Motreff, montrent bien développés les *schistes et quarzites de Plougastel* à leur état normal, également caractérisés par leur composition lithologique et leur position stratigraphique, tels, en un mot, qu'on les voit dans toutes les Montagnes-Noires. De Motreff à Glomel, on suit sans interruption cet étage des schistes et quarzites devoniens, par la chapelle St-Leuffroy, M^in^ Arvouern, Castellaouenan, Saint-Symphorien et Glomel. Or à S. de Saint-Symphorien, les schistes à petites clintonites se chargent d'andalousites.

Une carrière ouverte à ce niveau, au S. de Coat-ar-Scaon, à 3 kil. du granite, montrait des lits alternants de quarzite vert pyriteux non modifié, ou brunâtre par altération, et de schistes compacts, bleuâtres, à petites clintonites, où se trouvaient disséminés, en assez petites quantités, il est vrai, et dans certains lits seulement, des cristaux d'andalousite de 10 à 20^{mm} de long, sur 3 à 5^{mm} de large. Ces andalousites sont transparentes, peu chargées d'inclusions, et parfois à peine épigénisées par le mica blanc sur les bords ; elles présentent tous les caractères habituels, décrits plus haut. Elles paraissent avoir refoulé les rosettes de clintonite, qui sont concentrées autour d'elles, mais que je n'ai pu y constater à l'état d'inclusions. La pâte de ce schiste à andalousite est formée de séricite et de quarz, avec grains de graphite et d'oli-

giste peu abondants : je n'y ai pas constaté la présence du mica noir, dichroïque, si répandu d'ordinaire dans les schistes métamorphiques.

Les lits de quarzite qui alternent avec ces schistes ne présentent à l'œil nu aucune modification ; on reconnaît au microscope que le quarz y est à deux états, en gros grains et en grains plus petits cimentant les premiers. Le mica blanc en petites paillettes, et la tourmaline en grains irréguliers, brisés, y sont assez uniformément répandus, bien qu'en très petite quantité. Ils rappellent ainsi les quarzites micacés de l'âge du grès armoricain, décrits plus haut, ainsi que les quarzites micacés de la Basse-Autriche, décrits par M. Becke (1), et les grès des Vosges silicifiés au contact du granite d'après M. Delesse (2). On trouve dans ces quarzites, jusqu'à quelques millimètres du contact des lits schisteux alternants, de petites rosettes ou des lamelles isolées de la clintonite, si abondante dans les schistes.

De ce point, jusqu'au contact du granite à Glomel, on suit les mêmes couches dévoniennes, plus ou moins maclifères, mais très décomposées dans les affleurements naturels. Ils contiennent encore, microlithes de rutile, granules de graphite, et rosettes de petites clintonites, cimentés par un tissu serré de chlorite et séricite. Ce tissu est dérangé par de gros nœuds secondaires, que je rapporte à l'andalousite ; ils présentent un cadre de petites paillettes de mica blanc dont le centre est rempli par du quarz ou par une matière jaune isotrope, parfois on reconnait encore dans cette partie des débris d'andalousite, orientés dans une même plage. Le quarz est moins abondant que dans la plupart des schistes.

Cette région présente une importance exceptionnelle, car

---

(1) *Becke* : Tschermak's min. Mitth., 1882, Bd. IV, p. 232.

(2) *Delesse* : Annal. des mines, 5e sér., t. XII, 1857, p. 746.

on ne peut ici mettre en doute l'âge dévonien des couches qui se chargent de chiastolithes, en approchant du granite : leur âge est à la fois fixé par leurs caractères lithologiques, et par leur continuité stratigraphique avec le dévonien fossilifère des Montagnes-Noires.

F. — Schistes ardoisiers de Châteaulin.

Au Nord des Montagnes-Noires, on descend sur la riche région de prairies qui constitue les cantons de Châteauneuf et de Carhaix. Des schistes noirâtres, fins, ardoisiers, verdissant par altération, alternent dans cette région avec des lits de psammites, gris-verdâtre, feldspathiques, constituant l'étage des *schistes de Châteaulin.*

Cet étage repose à l'Est des Montagnes-Noires sur les *schistes et quarzites de Plougastel*; à W. de ces montagnes, sur les grauwackes du Faou ; et au-delà vers W. dans le canton du Faou, sur les schistes de Porsguen. Ils sont donc plus récents que le dévonien inférieur, et doivent appartenir au dévonien supérieur ou au carbonifère inférieur.

Les couches de psammite ne m'ont fourni que des tiges d'encrines indéterminables, les couches de schistes ne m'ont fourni que de rares empreintes végétales également indéterminables. M. Zeiller qui a bien voulu voir les empreintes ramassées par M. Guillier et par moi, y a reconnu :

Stigmaria sp.
? *Asterocalamites* (*Bornia*) sp.
Pétioles de fougères.
Graines (? Trigonocarpus).

Cette alternance de conditions terrestres et marines est encore inconnue à l'époque dévonienne en Bretagne : elle caractérise au contraire l'époque du calcaire carbonifère dans l'ouest de la France. L'abondance des grains de feldspath dans certains lits grossiers, indique en outre un régime

différent des eaux, d'accord d'ailleurs avec la disposition stratigraphique de l'étage. Enfin les lentilles de calcaire à faune carbonifère, qu'on trouve aux environs de la poudrerie de Pont-de-Buis, paraissent interstratifiées dans cet étage.

On a donc beaucoup plus de raisons pour rattacher les *schistes de Châteaulin* au carbonifère (Culm), plutôt qu'au dévonien. Je ne considère pas encore toutefois ce fait comme établi, c'est une question que pourra seul résoudre le levé détaillé de la carte de Morlaix, qui n'est pas encore fait.

Les *schistes de Châteaulin* sont les couches les plus récentes qui présentent des modifications métamorphiques au voisinage du granite porphyroïde de Rostrenen. Ce granite a donc été injecté au commencement, ou pendant la durée de l'époque carbonifère inférieure, selon qu'on préfère laisser les *schistes de Châteaulin* dans le dévonien supérieur, ou les ranger dès à présent dans le carbonifère. Le granite est en tous cas post-dévonien, et par conséquent carbonifère; l'indécision ne porte que sur le moment de son apparition, pendant le carbonifère. Il est, d'autre part, antérieur au terrain houiller supérieur, car la granulite qui le traverse, est elle-même remaniée en galets à ce niveau.

Les *schistes ardoisiers de Châteaulin* sont bleu-noirâtre avec une teinte bleu-violacé foncée, ils sont fins, homogènes, assez durs, mais souvent pyriteux.

Au microscope, ces schistes sont formés essentiellement de quarz et de séricite. Les grains de quarz sont très petits, à contours vagues, indécis, dans les sections parallèles aux feuillets; on reconnaît dans les sections normales, que ces grains sont régulièrement elliptiques, très minces, étirés, gneissiques. Ils n'ont aucun caractère de clasticité. Ils sont entourés, cimentés, par de petites paillettes de séricite, assemblées entre elles en un tissu continu; elles sont très abondantes, les grains de quarz y sont presque entièrement noyés dans les sections parallèles. En outre du mica blanc

séricitique qui forme la pâte feuilletée de la roche, le mica blanc est encore présent à l'état d'amas glandulaires, de lamelles empilées; ces glandules de mica blanc ne sont pas en très grand nombre.

En outre de ces deux minéraux essentiels, on reconnaît encore dans ces schistes de la chlorite, en houppes vertes, dichroïques, du vert pâle au vert brun; du graphite en granules irréguliers, chagrinés; de la pyrite et ses produits de décomposition, et enfin aux forts grossissements, des microlithes de rutile. Ces microlithes se trouvent en grande quantité dans les *ardoises de Châteaulin*; ils sont allongés, très minces, la plupart droits, simples, ou présentant parfois l'apparence ondulée signalée par M. Zirkel (1); ils présentent souvent encore des macles géniculées simples, doubles, ou assemblées en trémies. Ils sont moitié plus minces que ceux que nous avons signalés plus haut, dans les schistes siluriens, mais dix fois plus nombreux. Ces microlithes sont couchés à plat suivant les feuillets, de sorte qu'ils sont invisibles dans les sections transversales; on constate dans les sections parallèles aux feuillets qu'ils présentent toutes les orientations possibles dans les plans où ils sont couchés. La forme et les macles de ces microlithes ne laissent aucun doute sur leur identité avec les *Nädelchen* des schistes allemands, rapportés au rutile par MM. van Werveke (2), Cathrein (3) et Sauer (4).

Les lits exploités comme ardoises ne diffèrent au microscope des autres schistes interstratifiés, moins fissiles, que par la plus grande abondance de la séricite, la petitesse des grains de quarz, gneissiques, moins nombreux, et par l'abondance des microlithes de rutile. Ils se distinguent des schistes de divers âges, précédemment décrits, par leur finesse, les

(1) *Zirkel* : Poggend. Annal., 1871, p. 319.

(2) *L. van Werveke* : Neues Jahrb. für Miner., 1883, 2, p. 281.

(3) *Cathrein* : Neues Jahrb. für Miner., 1881, p. 169.

(4) *Sauer* : Neues Jahrb. für Miner., 1881, 1, p. 227.

différentes membranes séricitcuses empilées étant superposées presque immédiatement les unes sur les autres, tant sont fins les petits grains elliptiques de quarz qui les séparent.

Je n'ai pas encore reconnu la tourmaline dans les *schistes de Châteaulin* ; elle existe cependant, et sans doute à l'état clastique, dans les psammites qui alternent avec les schistes. Ce n'est qu'au sommet de l'étage que ces psammites deviennent abondants ; les schistes dominent beaucoup vers la base.

Ces schistes présentent des traces de modifications métamorphiques en approchant du massif granitique de Rostrenen ; à Kerlech et à Quinquis, à 2 kilom. du contact, les schistes bleu-noir présentent déjà des lits micacés noueux ; on les voit encore à l'entrée N. de Glomel, où ils contiennent de la chiastolithe.

Les déblais du bief de partage du canal, de Creharer à Trebel, montrent bien la constitution de ces schistes fins, argileux, noirâtres, violacés, alternant avec minces lits de psammites ; ils ont déjà été signalés par M. de Fourcy (1), qui remarquait que les macles y sont fines, courtes et irrégulièrement disséminées dans le schiste. A N.-W. de Kerginiou, ils sont froncés et chargés de paillettes brillantes ; de Kerginiou vers Trébel ils contiennent en outre quelques cristaux d'andalousite, clairsemés, bien moins abondants que ceux des schistes d'Angers métamorphisés, qui sont cependant l'étage de la région, que ces schistes rappellent le plus. Au N. de Trébel, le granite, à l'état d'arène il est vrai, alterne en filons minces avec les *schistes de Châteaulin*, en lits micacés ou chiastolithiques, dont il empâte aussi des fragments très modifiés.

Au microscope, les *schistes de Châteaulin*, ramassés au voisinage du granite de Rostrenen, se distinguent des schistes non métamorphisés de cet âge, exploités comme ardoises, et que nous venons de décrire. On voit d'abord dans la masse

(1) *de Fourcy* : Explic. de la carte des Côtes-du-Nord, 1844, p. 114.

de nombreux petits points de couleur foncée, de grosseur variable, réunis en amas irréguliers ou elliptiques, ce sont des agrégations du pigment charbonneux du schiste, et non des commencements de cristallisation.

La modification est analogue à celle que M. Rosenbusch [1] a indiqué dans les *Fleckschiefer* et les *Garbenschiefer* d'Alsace. Le quarz est en petits grains allongés dans le sens des feuillets, à contours ondulés plus nets, mieux délimités que ceux des schistes ordinaires, il est encore associé habituellement à un mica blanc à deux axes, non dichroïque, séricitique, comme dans les *schistes glanduleux* de St-Léon [2]; on reconnaît en outre en certains points des préparations des séries de grains de quarz plus gros, subhexagonaux, d'origine secondaire. Ils forment des amas glanduleux, elliptiques; les produits de décomposition ferrugineux, auxquels ils sont parfois associés, me font croire qu'ils occupent la place de grains cristallins lenticulaires de fer titané, analogues à ceux que je décrirai plus loin dans les *schistes d'Angers* des Montagnes de Quénécan.

Les microlithes de rutile, si abondants dans les schistes ardoisiers, sont presque invisibles dans les schistes pris au voisinage du granite; j'ai reconnu leur présence il est vrai, mais ces aiguilles sont devenues très rares, comme dans tous nos schistes à ilménite. Les fines aiguilles de tourmaline sont au contraire plus répandues dans ces schistes modifiés.

Ces *schistes de Châteaulin* contiennent enfin d'une manière constante de Glomel à Trébel, du mica noir et de la chiastolithe. Le mica noir est en lamelles brunes très dichroïques, à clivage facile, disposées obliquement dans le schiste et coupées très diversement dans les préparations. Ces lamelles sont pures, limpides, à contours irréguliers, et souvent épi-

(1) *H. Rosenbusch* : Die Steigerschiefer und ihre Contactzone an den Granititen v. Barr-Andlau und Hohwald, Strasbourg, 1877, p. 178.

(2) *Michel-Lévy*: Bull. soc. géol. de France, 3e sér., t. IX, 1881, p. 185.

génisées en chlorite. Elles sont isolées, moins abondantes que dans les schistes siluriens précédemment décrits, et il ne m'est jamais arrivé de les voir associées en traînées, en tissus continus dans le schiste. Des échantillons de schiste avec chiastolithe, ramassés à Kerginiou, ont même fourni des préparations microscopiques, complètement dépourvues de mica noir.

La chiastolithe est en prismes rhomboïdaux, longs de 5 à 10^{mm}, et larges de 1 à 2^{mm}; on les reconnaît donc à l'œil nu, aussi bien et souvent mieux qu'au microscope, car ils ont conservé leur forme extérieure, caractéristique, malgré leur état avancé de décomposition intérieure. Ils sont dispersés et très espacés dans la roche ; elle n'en est pas bourrée comme le schiste silurien, qui est souvent transformé ainsi en une roche compacte, massive. Ici les cristaux, toujours visibles à l'œil, sont distants les uns des autres de 1 à 3 centimètres, et souvent plus.

Ils se montrent au microscope entièrement épigénisés en mica blanc, c'est pour cette raison qu'ils se détachent sur la roche en blanc ; leur couleur cireuse blanc verdâtre est celle des petites écailles nacrées du mica blanc qui les forme entièrement. Ces écailles micacées, fibreuses, ne sont pas aciculaires, mais foliacées, en houppes palmées, en éventails, dont les teintes vives de polarisation et les extinctions sont celles des micas blancs potassiques. Exceptionnellement, une préparation montre un noyau d'andalousite, transparent, conservé ; beaucoup plus souvent l'altération est plus avancée, et la roche se présente alors comme un schiste très noir, moucheté de blanc. Ces mouches blanches sont des amas lenticulaires informes de paillettes de mica blanc provenant de l'altération des cristaux d'andalousite disparus.

Dans certains cas, à Armal dans les Asturies, par exemple, la chiastolithe constitue l'élément le plus résistant du schiste maclifère et forme des nœuds saillants dans les affleure-

ments [1]. Ici au contraire, elle forme l'élément le plus altéré, qui a souvent même complètement disparu dans des échantillons où le mica noir a conservé sa fraîcheur et sa limpidité. Il est probable que la richesse exceptionnelle en mica blanc de ces schistes est due, en grande partie, à sa formation secondaire suivant les feuillets, aux dépens des cristaux plus anciens d'andalousite.

La rareté constatée des microlithes de rutile dans ces schistes micacés est très frappante, quand on se reporte à leur abondance dans les schistes éloignés du granite. Ces microlithes de rutile deviennent de même très rares ou disparaissent, dans les schistes précédemment décrits, à mesure qu'on s'approche du granite : cette observation est générale. Peut-être l'analyse décélerait-elle la présence de l'acide titanique, corps si polymorphe, parmi les nombreux granules pigmentaires sombres, parfois biréfringents, qui abondent toujours dans les schistes tachetés glanduleux, métamorphiques ? Il présente d'ailleurs cet aspect dans les schistes modifiés au contact des diabases, d'après une récente indication de M. Van Werveke [2].

En résumé, les *schistes de Châteaulin*, au contact du granite, deviennent micacés et chiastolithiques, aussi bien que les schistes siluriens et cambriens précédemment étudiés. On les en distingue cependant facilement par leur structure toujours finement feuilletée, jamais massive à la façon des cornéennes ou hornfels, par la moindre abondance du mica noir, par l'isolement des cristaux de chiastolithe, et par l'abondance des micas blancs.

---

(1) Terrains anciens des Asturies, Lille, 1882, p. 97.

(2) *L. Van Werveke* : Neues Jahrbuch f. Miner 1884, 2, p. 225.

§ II Région paléozoïque des Montagnes de Quénécan.

Les montagnes de Quénécan (Kénécan, d'après Boblaye), forment à la limite du Morbihan et des Côtes-du-Nord, un massif sauvage, généralement boisé, ou défriché et stérile.

La succession des couches paléozoïques qui les forment, aussi bien que leurs épaisseurs relatives, sont les mêmes que dans les Montagnes-Noires, auxquelles elles étaient primitivement reliées.

La disposition orographique de cette chaîne est plus complexe que celle des Montagnes-Noires : ses sommets épars varient de 250 à 290 m. ; le Blavet la traverse dans une gorge de deux lieues de long, de 200 mètres de profondeur, n'ayant que la largeur de la rivière, qui y coule avec la rapidité d'un torrent (18° d'inclinaison).

2 A. — Schistes cambriens.

Ces schistes, dans la région qui s'étend au S.-E. des montagnes, vers Pontivy, n'arrivent nulle part au contact du granite : c'est à l'action de la granulite du Guéméné qu'il faut rapporter les modifications métamorphiques qu'ils présentent. Nous n'en parlerons donc pas dans ce mémoire.

2 B. — Grès armoricain.

Ce niveau présente, dans les Montagnes de Quénécan, les mêmes caractères que dans les Montagnes-Noires ; l'identité de ses strates et leur continuité première ont été d'ailleurs proclamées par tous les géologues qui ont parcouru la région, depuis Boblaye.

Dufrénoy [1] en 1838 décrivait les grès blancs de Quénécan avec leurs tiges cylindroïdes cannelées (Scolithes), si répandues à ce niveau en Bretagne et en Normandie.

---

(1) *Dufrénoy* : Annales des mines, 3e ser. 1838, t. XIV, p. 281.

M. de Fourcy [1] disait : « Les grès des Montagnes-Noires qui s'arrêtent brusquement vers Glomel, contre le massif granitique de Rostrenen, reparaissent à E. de ce massif, sur les bords du Blavet, dans la forêt de Quénécan. »

Ces grès en effet présentent dans les Montagnes de Quénécan, leurs caractères lithologiques ordinaires et leurs fossiles communs : leur position stratigraphique dans la série est également la même que dans les Montagnes-Noires. Les strates plissées et relevées sont généralement verticales, leur affleurement dessine sur la carte un ruban continu, replié en forme de S, dont les deux courbes seraient vers Gouvello, et le bois de l'Abbaye. Il y a lieu de considérer ce ruban comme la continuation à l'Est de la bande des Montagnes-Noires, que nous suivrons d'ailleurs à travers le granite, de Priziac à Saint-Laurent.

Ce grès, dans les Montagnes de Quénécan, n'arrive nulle part au contact du granite porphyroïde : il ne m'a pas présenté de modification lithologique qu'on doive rapporter à l'apparition de cette roche. Les seules modifications de ces grès, modifications très étendues il est vrai, s'observent à W. de Saint-Laurent, et sont dues à l'action de la granulite. J'ai décrit ailleurs ces modifications des grès siluriens au contact du massif granulitique du Guéméné [2], il n'y a donc pas lieu d'y revenir à nouveau.

Je ne passerai cependant pas ici sous silence les schistes verts, exploités comme dalles très estimées, près des anciennes forges des Salles, et qui forment un niveau constant dans les Montagnes de Quénécan et les Montagnes-Noires. Ces schistes, remplis de lamelles de clintonite, se trouvent à la base du grès armoricain, où ils constituent un terme de l'étage de Montfort : le développement des cristaux de

(1) *De Fourcy* : Description de la carte du Morbihan, 1848, p. 108.
(2) Annales Soc. Géol. du Nord, t. XI, 1884, p. 104.

chloritoïde que j'y ai reconnus dans toute cette région, est indépendant du voisinage du granite.

Au pied des Montagnes-Noires, comme dans les Montagnes de Quénécan, et formant le versant méridional de cette chaîne sur une longueur de 50 kil., on observe des schistes compacts, vert-d'herbe, alternant avec des schistes violacés et grès verts, parfois avec un lit de poudingue quarzeux.

L'affleurement de ces schistes verts, est habituellement recouvert par des grès blancs, plus élevés, et éboulés du faîte de la chaîne, il faut donc un certain soin pour en retrouver le gisement. Les échantillons que j'ai étudiés provenaient de Kerarnec en Quéméneven, Le Plessis en Laz, Kergoat en Laz, Kerkaradec en Roudouallec, N. de Roudouallec, Trevenou en Gourin, Saint-Hervé en Gourin, Guernhir en Langonnet, S. St-Jean en Tréogan, Pt Kersach en Glomel, St-Conogan en Glomel, en outre du gisement type de dalles des Forges des Salles, dans le Morbihan.

Ces schistes se distinguent de tous ceux de la région, par leur couleur verte et leur ressemblance avec les schistes ottrélitifères salmiens des Ardennes, où ce minéral successivement considéré comme hexagonal, rhomboédrique, clinorhombique, fut enfin rapporté au système triclinique, à la suite des belles recherches de MM. Renard et de La Vallée-Poussin. (1)

Au microscope, ces schistes se montrent essentiellement formés de grains irréguliers de quarz, à contours vagues, cimentés par des lames entrelacées, ou tantôt par des membranes plus ou moins étendues, ondulées, d'un mica blanc séricitique. Ils contiennent en outre comme élément essentiel le minéral vert, que je rapporte au chloritoïde ; puis comme

(1) *Renard* et *de la Vallée-Poussin* : Sur l'ottrélite, Ann. de la soc. géol. de Belgique, t. VI, p. 51.

Renard : Sur l'ottrélite, Bull. mus. roy. hist. nat. de Belgique, t. I, 1882, p. 43.

éléments moins abondants, rutile, graphite, fer oxydulé, sphène, chlorite.

Le chloritoïde qui constitue ici le minéral caractéristique, ressort sur le fond moins coloré de la roche, sous forme de petits disques arrondis, bleu-verdâtre foncé, à éclat miroitant, métalloïde. Le contour de ces petits disques est irrégulier, circulaire, ou grossièrement hexagonal; leurs dimensions assez variables oscillent de 1/4 à 1/2^{mm}; je n'en ai jamais rencontré de plus grandes, malgré l'étendue du gisement exploré. Une même roche contient des cristaux de diamètre sensiblement constant. Ils sont distribués irrégulièrement dans le schiste, à la façon des cristaux de chiastolithe des schistes maclifères.

Ces petites lamelles sont très dures, on ne peut les rayer avec une pointe d'acier. Elles se clivent au contraire facilement suivant leur base, se détachant de la roche en lames cassantes, adhérentes à des lambeaux de séricite blanche.

Dans la roche taillée en lame mince, on ne peut se rendre compte de la forme polyédrique des sections couchées suivant la base; elles sont irrégulières, déchiquetées, rongées au bord, et le plus souvent détériorées par suite de leur clivage facile, pendant le polissage de la préparation. Ces lames présentent parfois des fissures fines, irrégulières, croisées, correspondant sans doute aux clivages secondaires observés sur les grandes ottrélites de Serpont par MM. Renard et de la Vallée-Poussin, mais qui sont aussi peu nettes sur les petites ottrélites types d'Ottré, que sur celles du Finistère. Les mesures que j'ai pu prendre oscillaient autour de 120°; sous les nicols croisés, ces lamelles ne s'éteignent pas d'un seul coup, montrant que les axes d'élasticité des différents secteurs ne coïncident pas entre eux, ce qui indique l'existence d'une macle analogue à celle des micas, suivant *p* avec axe perpendiculaire, et rotation de moins de 180°. Elles m'ont présenté des extinctions symétriques à 30° de chaque côté de la ligne de macle. Les lamelles empilées

paraissent généralement au nombre de 3, ou d'un multiple de 3, avec rotation de 1/3 de la circonférence, autour 'un axe perpendiculaire à la base. La bissectrice aiguë est un peu oblique sur la base, elle est positive.

Ce minéral est dichroïque en lames minces, la teinte passant du vert au jaunâtre ou au vert-bleuâtre, mais ses couleurs sont moins tranchées que celles du chloritoïde de l'île de Groix : elles m'ont montré les teintes suivantes quand le plan principal du polariseur coïncide avec :

α *vert jaunâtre.*
β *bleu-verdâtre.*

Le plus grand nombre des cristaux rencontrés dans les préparations sont taillés obliquement ou perpendiculairement à la base. Ils présentent alors une forme de parallélogramme très allongé, limité suivant l'allongement par deux lignes droites, mais terminé aux deux extrémités par des contours déchiquetés, irréguliers.

Parallèlement à l'allongement, on constate la présence de fissures qui correspondent aux clivages basiques; il y a en outre toujours des cassures transverses plus irrégulières, un peu obliques, et qui sont en relation avec les clivages précités, obliques au plan de la base.

Sous les nicols croisés, les teintes de polarisation ne sont pas très brillantes, la biréfringence est faible. Les sections allongées ne s'éteignent pas d'un seul coup, mais présentent des bandes hémitropes alternantes, très minces, parallèles à la longueur, et au clivage facile. Elles sont généralement au nombre de 6 à 9, et rappellent la disposition des feldspaths tricliniques. Les extinctions de ces lamelles sont toujours obliques aux plans principaux des nicols, l'extinction ne se fait pas nettement en lumière parallèle, les plaques passent du jaune-verdâtre au bleu et au violet-verdâtre. Ces lamelles

normales à la base sont dichroïques en lames minces, les sections parallèles à $\beta\gamma$ montrent des teintes bleues (β), quand leur allongement coïncide avec le plan principal du polariseur, et jaune-verdâtre clair (γ) quand elles sont à angle droit (1).

Tous ces caractères prouvent à n'en point douter, que ce minéral appartient au groupe des clintonites de MM. Tschermak et Sipöcz (2).

Sa détermination spécifique est plus délicate; il se rapproche par la plupart des caractères précédents de la variété de chloritoïde en petits cristaux de l'Ile de Groix (3); il est voisin aussi toutefois des petites ottrélites d'Ottrez par sa forme, ses clivages, ses macles, et divers caractères optiques. La principale différence, indiquée par une comparaison directe que j'en ai faite, avec certaines préparations d'ottrélite des Ardennes, de la collection de M. Gosselet, et dont les caractères ont été d'ailleurs si bien décrits par MM. de la Vallée-Poussin et Renard, consiste dans les teintes de dichroïsme moins tranchées, de cette dernière. Il y aurait encore lieu de comparer cette espèce à la clintonite de Taulé (Finistère) successivement rapportée par M. Descloizeaux à la masonite (4) et à la venasquite (5).

A défaut d'analyse chimique, que rendra toujours difficile d'ailleurs la petitesse de ces lamelles, enlacées dans le quarz et la séricite, je ne puis déterminer avec certitude cette espèce minérale. Je la désignerai provisoirement sous le nom de chloritoïde, bien que n'ayant pas établi ce nom,

---

(1) Dans ce mémoire nous appelons α, β, γ, les axes d'élasticité maxima, moyenne et minima.

(2) *Tschermak* et *Sipöcz* : Die Clintonit-Gruppe, Sitz. der K. Akad. d. Wissens., Wien, Bd. 78, nov. 1878, p. 23.

(3) Annal. Soc. géol. du Nord, t. xi, 1884, p. 24.

(4) *Descloizeaux* : Minéralogie, p. 465.

(5) *Descloizeaux* : Bull. Soc. miner. de France, t. vii, 1884, p. 85.

mais seulement la position systématique de cette espèce, dans le groupe des clintonites.

Ces cristaux de chloritoïde sont assez chargés d'inclusions noires, de grains charbonneux à contours irréguliers ; le rutile en microlithes y est aussi souvent inclus. Ils contiennent fréquemment des granules de quarz, mais leurs relations avec les fissures qui traversent ce minéral montrent bien leur origine secondaire.

Les autres éléments de la roche présentent les mêmes caractères que dans les schistes ordinaires, les microlithes de rutile sont d'assez grandes dimensions et présentent de nombreuses macles. Les grains de quarz sont très irréguliers, enchevêtrés, à contours vagues, séparés par des paillettes de séricite, parfois réunies en membranes et parfois isolées. La tourmaline est un élément plus rare, beaucoup moins régulièrement répandu dans ce schiste que le rutile. Des granules charbonneux noirs sont très abondants, ainsi que parfois des lamelles rougeâtres de fer oligiste, généralement irrégulières, mais parfois nettement hexagonales.

2 C. — **Ardoises d'Angers.**

Des schistes noirs ardoisiers, contenant la faune d'Angers, recouvrent directement dans les *Montagnes de Quénécan* comme dans les *Montagnes-Noires*, les grès armoricains. Ils sont exploités comme ardoises sur la rive N. du Blavet, de Mur à l'Abbaye de Bon-Repos, près Goarec; dans les ardoisières de Kereven, on voit de nombreux fossiles transformés en pyrite : *Calymene Tristani*, *Illænus*, *Orthis*, etc. Ces ardoises sont fines, homogènes, bleu-noirâtre.

A Bon-Repos, une faille oblique aux couches, rejette à quelques kilomètres la continuation du faisceau ardoisier. Ces schistes noirâtres, charbonneux, suivent alors les méan-

des de l'S du *grès armoricain* de Quénécan; ils perdent leurs caractères ardoisiers et deviennent plus compacts, micacés, chiastolitiques, grenatifères, et sont métamorphisés.

On ne peut se tromper au sujet de l'âge de ces schistes métamorphisés, puisqu'ils reposent en concordance sur le grès armoricain, et qu'ils contiennent d'autre part, leurs fossiles caractéristiques ordinaires. On ne peut guère hésiter non plus sur la cause de ce métamorphisme. puisque les cristaux de mica, grenat, andalousite, font défaut dans la région faillée de Mur à Bon-Repos, éloignée du granite, et apparaissent au contaire du Bois de l'Abbaye à St-Laurent, à l'approche du granite.

Cette dernière région paraît d'ailleurs assez peu dérangée, par failles ou filons; elle n'est pas disloquée par le granite, dont l'affleurement, assez distant, est éloigné de 2 à 4 kil. — Nous avons vu dans les Montagnes-Noires que le métamorphisme du granite s'est fait sentir jusqu'à 2 et 3 kil., sur ce niveau particulièrement sensible à son action des schistes d'Angers. C'est je crois, le premier exemple français de l'action métamorphique du granite à si grande distance ; M. Michel-Lévy (1) a suivi son action sur une zone de 800 m. dans l'Allier; Keilhau (2) avait étendu déjà l'auréole influencée par le granite jusqu'à 3000 m. du contact aux environs de Christiania, ainsi que B. Jukes (3) dans le district de Leinster en Irlande.

A la limite du massif de Quénécan, le granite porphyroïde est injecté par des masses importantes de granulite, qui ont sans doute dû agir aussi sur les schistes de cette région. Il n'est pas possible de distinguer, sur ces roches modifiées, ce qui appartient à l'un ou à l'autre granite, dont les actions se sont superposées en ce point.

(1) *Michel Lévy :* Bull. soc. géol. de France, 3e sér., t. IX. 1881, p. 187.
(2) *Keilhau :* Gea Norwegica.
(3) *A. J. Jukes Browne* : Handbook of phys. geol , 1884, Londres, p. 441.

Malgré cette double action, qui a déterminé la formation de divers minéraux nouveaux, ce point est célèbre en France par la bonne conservation des fossiles qu'il a fournis : c'est en effet sur cette bande de schistes siluriens à chiastolithe que se trouve la célèbre localité fossilifère des Salles de Rohan, où le même bloc de schiste présente des chiastolithes et des trilobites ou des orthis :

Calymene Tristani Brg.
Orthis Berthoisi Rou.

C'est un gisement classique, cité dans tous les traités français de géologie, bien que depuis on ait trouvé des exemples du même fait en Angleterre (1), dans le Harz (2), dans les Vosges (3). Roch-le-Baillif (4) rapportait déjà en 1577 qu'il existait des macles dans la terre des Salles; et qu'on les voyait, à cette époque, peintes dans les armoiries des vieilles ruines de Castel-Finan. Bigot de Morogues (5) décrivit en 1809 le gisement maclifère des Salles. Puillon-Boblaye (6) découvrit en 1838 des *Orthis* et des *Calymènes*, dans les schistes maclifères des Salles près Sainte-Brigitte, établissant ainsi la nature sédimentaire des schistes à macles ; il insistait en même temps sur l'importance de sa découverte pour la théorie du métamorphisme.

M. de Fourcy (7) confirmait en 1844 ces observations, ainsi que plus tard Durocher (8), Huguenin (9), et tout récemment

(1) Notamment dans les schistes à graptolites de la Forêt de Skiddaw.

(2) *K. Lossen* : Zeitsch. der deutsch. geol. Gesell., 1877, p. 206.

(3) Annal. des mines, 5e sér , t. XII, p. 318.

(4) *Roch-le-Baillif* : De l'antiquité et singularité de Bretagne Armorique, in-8°, 1577.

(5) *Bigot de Morogues* : Journal des mines, 1809, t. XXVI, p. 81.

(6) *Puillon-Boblaye* : Comptes-rendus acad. scienc., 1838, p. 186.

(7) *de Fourcy* : Descript. géol. des Côtes-du-Nord, 1844, p. 114.

(8) *Durocher* : Bull. soc. géol. de France, 2e sér., t. 3, 1846.

(9) *J. Huguenin* : Coup d'œil sur la géol. du Morbihan, Paris, Masson, 1862, p. 24.

encore M. de Limur (1), qui donnait des renseignements plus précis sur les gisements de Boblaye. M Bonissent (2) décrivit en 1860 ces schistes modifiés des Salles, comme des roches d'un noir bleuâtre foncé, colorées par une matière charbonneuse, et contenant des macles ; très différents d'aspect des leptynolithes de la Manche, ils s'en distinguent en outre parce qu'ils fondent en émail grisâtre bulleux, tandis que la leptynolithe donne au feu du chalumeau un émail blanc avec quelques petits squelettes dont la couleur varie du gris au vert.

Ces schistes fossilifères à grandes chiastolithes des Salles, et de Sainte-Brigitte sont en effet différents, au point de vue lithologique, des schistes maclifères typiques ; très souvent en effet le mica noir y manque complètement. Au point de vue paléontologique, ils appartiennent à deux niveaux différents : les schistes des Salles m'ont fourni des fossiles d'Angers ; tandis qu'à W. de l'église de Sainte-Brigitte, j'ai ramassé les fossiles suivants, crractéristiques du niveau de Riadan :

Calymene pulchra Barr.
Trinucleus ornatus Sternb.
— *Pongerardi* Rou.
Acidaspis Buchi ? Barr.
Dalmanites socialis Barr.
Asaphus Guettardi Brg.
Orthis Berthoisi Rou.

M. Whitmann Cross (3) a récemment décrit ces schistes ; rappelons toutefois que Durocher (4), avant lui, avait donné une description macroscopique parfaite de ces schistes à chiastolithe des Salles : il nota que la substance schisteuse qui

(1) *de Limur* : Bull. soc. géol. de France, 3e sér., Nov. 1884; et Catal. rais. des minéraux du Morbihan, Soc. polymath. du Morbihan, 1884, Vannes, p. 47.

(2) *Bonissent* ; Essai géol. sur le dép. de la Manche, Soc. imp. des scienc de Cherbourg, t. VIII, 1860, p. 28.

(3) *Whitmann Cross* : Miner. und petrog. Mittheil. von Tschermak, Bd. 3, 1880, p. 369.

(4) *Durocher* ; Bull. soc. géol. de France, 2e sér., t. III, 1846, p. 552.

pénètre à l'intérieur des chiastolithes, n'offrait aucun indice de plissement, ni de ramollissement, pas plus que les lits schisteux traversés par les cristaux ; ils ne sont ni comprimés ni refoulés, comme cela devrait être si la cristallisation s'était effectuée au milieu d'une masse ramollie.

Au microscope, ils sont essentiellement formés de petits grains de quarz à contours vagues, étirés, cimentés par des paillettes de mica blanc séricitique ; on y voit en outre des matières charbonneuses en petits grains arrondis, opaques, très nombreux, de la chlorite, de rares aiguilles de tourmaline, de très rares microlithes de rutile qui font même parfois complètement défaut, et de la chiastolithe. Ces derniers cristaux sont identiques à ceux que j'ai décrits dans les schistes d'Angers des Montagnes-Noires (p. 40) ; ils sont plus altérés et complètement épigénisés pour la plupart en mica blanc. Cette épigénie complète de l'andalousite en mica blanc, mise en doute par Delesse(1), est ici très commune. On n'observe en lames minces que ceux que l'on voyait déjà à l'œil nu ; ils ne descendant jamais dans ces roches à des dimensions microlithiques.

Il y a dans ces schistes un dernier minéral, visible également à l'œil nu, sous forme de lamelles noires, miroitantes, circulaires, de 1^{mm} de diamètre, et rappelant à première vue la biotite. Au microscope, elles sont opaques, noires, et présentent dans les parties bien conservées un reflet métallique gris d'acier ; leurs formes sont assez variées dans les sections, par suite de leur semis irrégulier, en tous sens, dans la roche. Les sections taillées suivant les lamelles sont grossièrement arrondies, et à contour subhexagonal irrégulier ; elles sont entourées d'une zone incolore ou jaunâtre de substance micacée, ou de quarz grenu, leur partie centrale est opaque, mais fissurée irrégulièrement, trouée en nombre de points, sui-

(1) Bull. soc. géol. de France, 2e sér., t. XV, 1858, p. 747.

vant lesquels s'observe un enduit grisâtre, ou jaunâtre, à bords ombrés, rappelant l'enduit de sphène de certains fers titanés, des roches basiques. Les sections transversales sont minces et allongées, leur forme est renflée au centre, atténuée aux extrémités, de manière à ce que la section soit en fuseau ; ces sections sont donc elliptiques et les lamelles ont une forme discoïde, correspondant à des lames hexagonales, en rhomboèdres très aplatis.

Elles ne paraissent différer que par leurs proportions un peu plus petites, des paillettes si abondamment répandues dans les schistes métamorphiques de Paliseul (Ardennes), et d'abord assimilées par Dumont à l'ottrélite, puis décrites et figurées par MM. de la Vallée-Poussin et Renard (1), qui les comparèrent au graphite. Tout récemment enfin, M. Renard (2) leur a reconnu la composition et les caractères de l'ilménite, et a ainsi fixé leur détermination. Ces lamelles des schistes métamorphiques des Ardennes avaient déjà été retrouvées dans la vallée d'Ossau par M. Zirkel (3), ainsi qu'en divers points des Asturies (4) ; c'est, je crois, la première fois qu'on les trouve en relation de position avec le granite.

Ces schistes noirs à grandes chiastolithes, atteignant 0,10

---

(1) *De la Vallée-Poussin* et *Renard* : Sur l'ottrélite, Annal. soc. géol. de Belgique, t. VI, p. 62.

(2) M. Renard a bien voulu me faire savoir qu'il était arrivé à déterminer leur nature minéralogique en les isolant à l'aide du boro-tungstate de cadmium. Ces paillettes des Ardennes, presque débarrassées de tout enduit micacé, lui ont donné à l'analyse qualitative, du fer, du manganèse, de l'acide titanique. Une recherche quantitative montre que le minéral en question est du fer titané manganésifère, se rapprochant de l'ilménite, et répondant à la formule : $Fe (Mn) Ti O^3 + x (Fe^2) O^3$. Les valeurs de l'analyse calculées donnent un excès d'acide titanique (6 °/₀), que M. Renard a pu rapporter à du rutile, inclus dans les lamelles de fer titané, sous forme de sagénite.

(3) *Zirkel* : Zeits. d. deuts. geol. Ges. Bd. XIX, p. 166.

(4) Recherches sur les T. anciens des Asturies, Lille 1882, p. 95-106.

sur 0,01, se suivent du Bois-de-l'Abbaye vers Keraudic, Stangalien, où ils sont plus ferrugineux, Coatudel, rives de l'étang des Salles, Sainte-Brigitte, Le Fouillé, Saint-Laurent. Les chiastolithes ne sont pas uniformément répandues dans toute cette région; certains bancs en sont chargés à l'exclusion d'autres, du Ruello au Gouvello par exemple, on ne trouve plus guère que des schistes froncés, plus ou moins riches en biotite; parfois les grenats qui se trouvaient exceptionnellement dans les schistes à chiastolithe, deviennent très abondants. J'ai reconnu notamment dans un sentier du bois de Goarec, à W. de Keraudic, des schistes noirs de ce niveau, formés presque uniquement de grenats brun-rouge, de 2 à 4^{mm}, serrés les uns contre les autres, et où la chiastolithe faisait complètement défaut. Comme dans les Maures [1] c'est probablement dans les lits plus ferrugineux de l'étage, que le grenat se développe au lieu de l'andalousite.

Au microscope, ces schistes grenatifères de Keraudic se montrent essentiellement formés de chlorite verte, polychroïque dans les teintes vertes, présentant son maximum de coloration quand le plan principal du polariseur est parallèle à la longueur des lamelles. Ces lamelles paraissent empilées parallèlement, dans les sections normales aux feuillets, mais dans les sections parallèles on reconnaît bien leur disposition palmée en éventail, à structure fibreuse et à radiations multiples. On distingue fréquemment dans cette masse fondamentale de chlorite, de petits grains cristallins, biréfringents, informes, entourés d'une auréole polychroïque, et qui appartiennent au sphène? La présence de ces cristaux à auréole polychroïque, et l'état d'altération peu avancé des grenats, portent à considérer la chlorite comme résultant de l'altération du mica noir plutôt que de celle des grenats.

---

(1) *Grüner*, *E. de Beaumont* : Bull. Soc. géol. de France, 2ᵉ ser., t. VI, 1849, p. 656.

Le mica noir n'est plus reconnaissable en tous cas; la séricite, si abondante d'habitude dans les schistes, fait presque défaut, car on n'en trouve que quelques houppes éparses : on peut en dire autant du quarz, qui n'existe qu'en petits grains très rares, dans les fissures des minéraux plus anciens.

Le graphite en gros grains irréguliers ou hexagonaux dans les sections parallèles, montre sa forme lamellaire aplatie dans les sections perpendiculaires; il est remarquable par son abondance et par sa disposition en lits parallèles, couchés suivant les feuillets du schiste, et continus à travers les divers éléments du schiste, micas ou grenats.

Le grenat est, par son abondance, l'élément prépondérant de la roche; qui devient parfois une grenatite, tant les cristaux en sont serrés les uns contre les autres. Il a une couleur foncée, rouge-brunâtre, sa forme est celle du dodécaèdre, mais habituellement déformée par suite d'un développement inégal des faces. Une ceinture de six faces du dodécaèdre, en zone suivant une arête, a pris un développement plus grand que les autres : le cristal par suite de cet allongement dans une direction déterminée, rappelle grossièrement la forme de la variété commune de hornblende. En lames minces, ils ont une teinte rouge-brunâtre, leur surface est chagrinée, ils sont isotropes, très frais, et ne présentant que rarement dans leurs fissures chlorite et limonite; les contours nets, anguleux, de ces sections minces, toujours polyédriques, rhombiques ou hexagonales, montrent bien qu'on ne peut rapporter ici la chlorite de la pâte à une altération des grenats.

Les inclusions sont peu nombreuses, et peuvent toutes se rapporter au graphite et au quarz; ce dernier est en très petits grains, irréguliers, arrondis, et remplace sans doute des inclusions anciennes altérées et disparues : il est plus abondant dans les cristaux fendillés, et souvent concentré dans leur partie centrale. Ces grains de quarz sont alignés; mais cette disposition est surtout exposée d'une façon frap-

pante par les lamelles de graphite, sur les sections du schiste, menées perpendiculairement aux feuillets. On reconnaît alors à l'évidence, l'alignement des lamelles de graphite, suivant des plans continus, qui n'ont pas été dérangés par la cristallisation des grenats : les lamelles alignées dans un grenat sont la continuation rectiligne de la file suivie dans le schiste au voisinage, parfois une lamelle de graphite est à moitié pincée dans un grenat et à moitié noyée dans la pâte chloriteuse. Certains grenats présentent deux ou trois files de ces inclusions charbonneuses superposées. Ces grenats présentent des cassures irrégulières, en relation avec les clivages, mais très souvent en outre, un système de fentes parallèles entre elles, et normales aux feuillets du schiste, qui doivent sans doute être attribuées à des pressions postérieures, subies par la roche.

On a décrit bien souvent déjà les grenats des roches métamorphiques; M. Rosenbusch (1), résumant ces travaux, fit remarquer combien ces cristaux étaient d'habitude riches en inclusions. Ainsi Delesse (2) en signalait déjà en 1857, dans les grenats du Saint-Gothard; Knop (3) signala onze minéraux différents, inclus dans ceux d'Auerbach ; M. Renard (4) a signalé la disposition régulière suivant les axes cristallographiques du cristal, des inclusions des grenats de Bastogne. Cette disposition des inclusions que j'ai bien souvent aussi eu l'occasion de constater dans les grenats de Bastogne, est entièrement différente de celle des grenats de Keraudic. A Bastogne, les éléments anciens de la roche ont été dérangés par la cristallisation du grenat; ils se sont orientés dans son intérieur, en se disposant suivant sa symétrie, ou en formant

(1) *Rosenbusch* : Mik. Physiog., vol. 1, p. 162.

(2) *Delesse :* Annal. des Mines, 5e ser., t. XII, p. 761.

(3) *A. Knop* : Zeits. d. deuts. geol. Ges., Bd. XXIV, 1872, p. 421.

(4) *A. Renard* : Bull. mus. royal d'hist. nat. de Bruxelles, t. 1, 1882, p. 18.

un enduit autour du cristal, comme le graphite, sans doute repoussé et éliminé par le grenat en voie de formation.

A Keraudic au contraire, les éléments anciens sont restés immobiles; ces grenats, comme les chiastolithes de Sainte-Brigitte, se sont développés dans les schistes, sans que les éléments du schiste aient été remis en mouvement. Il y a eu une substitution moléculaire lente, une épigénie de certaines parties du schiste, par un réseau cristallin de grenat ou de chiastolithe.

L'absence de déformation des nappes de minéraux anciens est d'accord, pour établir ce fait, avec la conservation des fossiles non déformés de ces roches. On ne peut donc ici expliquer le développement des minéraux métamorphiques (chiastolithe, grenat) par un métamorphisme de dislocation.

Les schistes à chiastolithe de Sainte-Brigitte nous fournissent un exemple frappant de la manière irrégulière et capricieuse dont s'est propagée partout l'action modifiante au contact du granite. Cette irrégularité ne se traduit pas seulement par des variations d'épaisseur de la zone métamorphisée, mais encore dans l'ordre de succession de ses diverses auréoles. Durocher (1) l'avait déjà fait remarquer en Bretagne; ce ne sont pas toujours les schistes les plus rapprochés du granite qui renferment les macles les mieux cristallisées et les plus pures. M. Zirkel (2) a également insisté sur le fait que, dans l'auréole des Knotenschiefer des granites pyrénéens, les cristaux d'andalousite sont limités à certains bancs : il y a dans les Pyrénées de France, comme dans celles d'Espagne (3), des bancs alternants, épais de quelques pouces, avec et sans macles, et qui sont parallèles entre eux.

Si enfin on compare les schistes à chiastolithe de Sainte-

(1) *Durocher :* Bull. Soc. géol. de France, 2e ser., t. 8, p. 606.
(2) *Zirkel* : Zeits. d. deuts. geol. Ges., Bd. xix, 1867, p. 176-183.
(3) Terrains anciens des Asturies, Lille 1882, p. 105.

Brigitte avec ceux qui sont modifiés dans les Vosges au contact de la granitite, on sera tout-à-fait convaincu de l'irrégularité de l'action de la granitite. Dans le célèbre travail de M. Rosenbusch [1], les schistes métamorphisés au contact de la granitite, présentent dans les Vosges, les trois auréoles concentriques suivantes :

1. Schistes glanduleux (Knotenthonschiefer) : groupement des granules charbonneux, transformation du fer oligiste en fer oxydulé, etc.

2. Schistes micacés glanduleux (Knotenglimmerschiefer) : mica noir, etc.

3. Cornéennes (Hornfels): structure cornée, mica noir, andalousite, parfois grenat.

Les schistes de Sainte-Brigitte, éloignés de plus de 3 kil. du contact, présentent cependant, dans le développement du grenat et de la chiastolithe, certains caractères qui ne se rencontrent dans les Vosges qu'au contact immédiat ; d'autre part, la rareté et parfois l'absence du mica noir , la non-transformation du fer oligiste en fer oxydulé, la non-concentration en glandules charbonneux, distinguent ces schistes de ceux des auréoles externes des Vosges.

Les modifications de contact symétriques et concentriques, signalées par M. Rosenbusch en Alsace, comme par nous dans les Asturies, et ailleurs par beaucoup d'autres auteurs, ne sont constantes que pour un sédiment donné, de composition chimique uniforme. Des schistes de compositions chimiques différentes, présentent au contact d'une même masse de granite, des phénomènes métamorphiques différents ; des cristaux de l'auréole externe des uns peuvent se former dans l'auréole interne des autres, et réciproquement.

---

(1) *Rosenbusch :* Die Steigerschiefer und ihre Contactzone, Strasbourg 1877, p. 169-250.

2 D. — Schistes et grès du silurien supérieur.

Entre les *schistes d'Angers* et les *schistes et quarzites de Plougastel*, se trouvent des couches assez mal exposées dans la région des montagnes de Quénécan. Ce sont des strates alternantes de schistes argileux, gris ou noirs, charbonneux, de psammites en lits minces, blancs ou rouges, d'argiles blanches ou roses, et de minerais de fer, qu'il y a lieu de rapporter au terrain silurien supérieur, à cause de leur position stratigraphique, et par comparaison avec les couches mieux caractérisées des massifs voisins.

Un des plus beaux affleurements de ces couches peu résistantes, toujours très altérées, se voit dans les chemins creux au S. de la Ch^elle^ de Saint-Gelven ; il y en a d'autres sur le Blavet, près Saint-Hervé, au S. du château de Liscuis, E. de Bon-Repos, S.-E. du Zélo. Ils ne présentent pas de modifications métamorphiques.

Une autre bande de roches de cet âge suit l'affleurement des schistes d'Angers, de Plélauff à Sainte-Brigitte. Elles sont représentées par des schistes argileux très noirs au N. de Roscoet, S. Kergouss, Pouldu où ils contiennent des nodules et des plaquettes noires quarzo-pyriteuses, et reposent sur des grès psammitiques blancs, visibles sous bois. Ces mêmes couches de Stangalien à Perret présentent des modifications métamorphiques, aussi bien que les ardoises d'Angers, sur lesquelles elles reposent; il en est de même à W. de Perret et de Sainte-Brigitte : la facile décomposition de ces roches en rend l'étude difficile, faute de bons échantillons.

Les schistes très noirs, tendres, pyriteux, à grains lâches, peu serrés, ramassés aux environs de Perret, se distinguent au microscope de la plupart des autres schistes précédemment étudiés, par l'abondance des grains opaques qu'ils

renferment; souvent ces grains se rapportent au graphite, dans d'autres cas, au contraire, au fer oligiste, reconnaissable à sa couleur rouge foncé, par transparence. Leurs formes sont irrégulières, parfois cependant hexagonales, ces grains comme ceux de graphite sont disposés dans la roche en grappes continues. Les aiguilles de tourmaline, quoique rares, sont assez uniformément répandues dans ces schistes graphiteux ou oligistifères; les microlithes de rutile ne s'y rencontrent au contraire que tout-à-fait exceptionnellement.

Le quarz est en grains irréguliers, recristallisés, plus gros que dans les schistes ordinaires; le mica blanc séricitique est reconnaissable, mais moins abondant que dans les phyllades. Les préparations microscopiques montrent en outre, d'une façon assez constante pour être considérée comme caractéristique des roches de ce niveau, des trous irréguliers, géodiques, remplis tantôt d'une substance isotrope, toujours éteinte sous les nicols croisés, tantôt de mica blanc, et tantôt de quarz en très gros grains hexagonaux ou polyédriques. Ces géodes sont le résultat de l'altération, de la disparition partielle et de l'épigénie de minéraux anciens; peut-être y avait-il là des cristaux d'andalousite, toutefois quelques débris conservés me portent à croire que c'étaient plutôt de grands cristaux lamellaires de fer titané.

De toutes les roches très variées qui constituent le silurien supérieur de la région, les schistes charbonneux et pyriteux sont les seuls dont j'aie pu suivre la transformation : ils passent à des schistes graphiteux ou oligistifères.

Je ne décrirai pas les modifications des grès et psammites de cet âge; car elles sont identiques à celles qui sont signalées plus haut pour les autres grès, connus en meilleurs affleurements.

Quant aux modifications des autres roches, argiles, poudingues, calcaires, ampélites, minerais de fer, je n'ai pu les

étudier faute de bons échantillons, faute d'affleurements. Les minerais de fer de la région présentent toutefois un intérêt véritable : l'hématite brune passant parfois à l'hématite rouge, fibreuse, radiée, forme des lits constants, interstratifiés à divers niveaux du silurien de Bretagne. Dans la région métamorphisée de Quénécan, des lits de fer peroxydé sont transformés en fer oxydulé. Ce minerai, découvert par Boblaye (1) en 1839, est principalement composé de cristaux octaédriques de fer oxydulé, engagés dans une pâte de silicate et d'aluminate de fer (chamoisite), d'après l'analyse de Berthier.

Le lit de chamoisite se trouve normalement interstratifié d'après Boblaye à la base des schistes d'Angers. Boblaye (2) put voir les exploitations de minerais de fer en pleine activité; elles sont abandonnées depuis bien longtemps, et les minières comblées ne montrent plus même l'affleurement des têtes de roches. Je dois donc réserver ici le tracé des diverses veines de minerai de fer, peut-être pourrais-je le fixer lors de la publication de la feuille de Pontivy? Quoiqu'il en soit de cette question de stratigraphie détaillée, la transformation du minerai limonitique en chamoisite et en fer oxydulé, rapportée par Delesse (3) au métamorphisme général, doit être ici considérée comme une des modifications métamorphiques dues à l'action de contact du granite. Durocher (4) avait pressenti cette relation dès 1846.

2 E. — Schistes et quarzites de Plougastel.

Le terrain devonien est représenté dans les Montagnes de Quénécan par l'étage des schistes et quarzites de Plougastel,

(1) *Puillon-Boblaye* : Bull. soc. géol. de France, 1re ser., t. x, 1839, p. 227.

(2) *Boblaye* : Annal. du Muséum, t. XV, 1827, p. 94.

(3) *Delesse* : Etudes sur le métam. des roches, Paris. Savy, 1869, p. 8-11.

(4) *Durocher* : Bull. soc. géol. de France, 2e série, t. 3, 1846, p. 607.

caractérisé à la fois par ses fossiles, et par sa position stratigraphique, entre le *silurien supérieur* et les *ardoises de Châteaulin*. Une coupe du moulin du Pouldu sur le Blavet, à St-Gelven, montre la série continue, et fixe par conséquent la place des schistes et quarzites qui affleurent au S. de St.-Gelven. Ils se suivent d'une façon continue et sans interruption, de E. à W., de Caurel à Goarec.

Dans la traversée des communes de Caurel et de Goarec, les schistes et quarzites sont parfois fossilifères, notamment les bancs de quarzites, qui m'ont fourni dans les landes de St-Gelven :

Bellerophon sp.
Orthis Monnieri, Rou.
Grammysia Davidsoni, Rou.
Encrines.

Dans cette partie, les schistes et quarzites présentent leurs caractères lithologiques habituels. Les schistes sont formés de grains de quarz assez fins, irréguliers, allongés, noyés dans un tissu de mica blanc en paillettes séricitiques. Ils contiennent en outre, des grains charbonneux et des microlithes de rutile couchés suivant les feuillets : ces microlithes paraissent en effet abondants, dans les sections parallèles aux feuillets, tandis qu'on ne les reconnaît plus dans les sections normales.

Un examen attentif permet en outre de reconnaître déjà à l'œil nu, dans les bancs de schiste de St Gelven, la modification déjà signalée dans les Montagnes-Noires ; ces schistes bleuâtres deviennent mouchetés de points brillants, ils ont une cassure grenue due aux lamelles cristallines, rapportées plus haut avec doute, (p. 49) à un minéral du groupe des clintonites.

En approchant de Goarec, c'est-à-dire du contact du granite de Rostrenen, ces schistes et quarzites conservent longtemps leurs mêmes caractères. La grande route qui longe le

Blavet donne une coupe splendide au S.-E. du bourg, dans cette masse de schistes bleus, grossiers, compacts, à lamelles miroitantes d'une clintonite, et exploités pour dalles et moëllons épais. Ils sont pyriteux, et présentent fréquemment en outre des cavités de forme rhombique, larges de 1 cent.; j'étais d'abord porté à les considérer comme des creux laissés par la disparition de cristaux du pyrite, déformés par des pressions orogéniques, puis altérés, transformés en limonite, et enfin entraînés par les agents atmosphériques. Je suis arrivé toutefois à les regarder comme les traces laissées par la disparition de grands prismes de chiastolithe, dont ils présentent la forme, depuis que je pus reconnaître dans cette vallée certains lits noueux, compacts, grossiers, à petites chiastolithes noires, bien caractérisées, quoique très épigénisées en mica blanc. L'entraînement mécanique de ces petites paillettes de mica blanc, s'explique aussi bien que celui de la limonite.

Dans cette coupe ouverte à 1,500 m. du granite, les lits maclifères sont rares; les schistes pyriteux à clintonite dominent de beaucoup, alternant avec des lits de quarzite vert-brunâtre ou rose, pyriteux, jamais modifiés.

A la Villeneuve, au S. de Goarec, la grande route traverse une série de petites carrières ouvertes dans cette même bande. On suit pas à pas les mêmes strates à W., à Kerivoeles, Kerauter, Kerjaffray, jusqu'au contact du granite.

Le sentier S. de Kerauter, comme la grande route de Goarec à Plélauff, où il y a toutefois en outre des filons de diorite, montre que les schistes conservent un certain temps, leurs caractères initiaux dans cette direction, puis se transforment bientôt en leptynolithes à andalousites. Ces andalousites sont de petites dimensions, assez clairsemées, et généralement épigénisées, très altérées, comme les schistes grossiers où elles se trouvent engagées. Les quarzites qui alternent avec ces schistes métamorphisés ne présentent la

plupart du temps aucune modification. Au delà de Kerauter, on passe brusquement sur le granite; la région est couverte, et je n'ai pu voir le contact immédiat, l'injection directe du granite; malgré cette lacune, nous n'en avons pas moins assisté au passage graduel d'une assise devonienne fossilifère à une roche schisto-cristalline maclifère, à mesure que nous approchions du massif granitique de Rostrenen.

Je ne crois pas qu'on puisse mettre en doute l'âge devonien de ces faisceaux de Goarec et de Glomel, régulièrement intercalés dans la série sédimentaire : leurs modifications au contact du granite suffiraient à prouver la postériorité du granite de Rostrenen au terrain devonien.

Les schistes de Goarec à clintonites deviennent glanduleux en approchant du granite de Rostrenen; on trouve de ces lits glanduleux jusqu'à 2 kil. du contact. Ces glandules m'ont présenté au microscope trois variétés distinctes; certains d'entre eux sont formés de gros grains de quarz, grenu, beaucoup plus grands que ceux du schiste, et associés à de belles piles de muscovite. D'autres glandules sont remplis d'une substance isotrope, et sont encadrés d'une bordure fine de quarz et mica blanc. La troisième variété m'a offert des andalousites reconnaissables.

Les deux premières catégories de glandules ne sont probablement que le résultat de l'épigénie de noyaux d'andalousite. Toutes les andalousites qu'on trouve dans les schistes à clintonites sur les rives du canal à Goarec, sont en effet très altérées et épigénisées par du mica blanc en paillettes palmées et rayonnantes. On reconnaît toutefois avec certitude l'existence ancienne de l'andalousite, à la forme allongée nettement prismatique de quelques-uns des glandules; d'autres, coupés transversalement, m'ont montré la forme rhombique des sections basiques d'andalousite, ainsi que la

croix noire et les dessins noirs caractéristiques de la chiastolithe. Le quarz s'était concentré suivant ces dessins, tandis que le mica blanc formait le reste du glandule ; j'ai vu ainsi un noyau rempli de mica blanc, traversé par une croix formée de granules de quarz alignés.

En approchant davantage du granite, j'ai trouvé à Kerivocles des schistes de cet âge où la chiastolithe se montrait bien caractérisée; elle était associée à un minéral vert, feuilleté, chloriteux, en grosses piles, qu'on ne peut distinguer de la biotite altérée de certains schistes décomposés, et que j'ai reconnu aussi à la Villeneuve. Les microlithes de rutile étaient très rares, et je n'ai plus observé les rosettes du minéral triclinique, rapporté plus haut à une clintonite.

Enfin à Kerauter, près du granite, la roche prend les caractères d'une véritable leptynolithe. Elle est devenue compacte, non feuilletée, à aspect grenu, et est formée essentiellement de petits cristaux de chiastolithe serrés les uns contre les autres, longs de 2 à 4^{mm}, et à inclusions charbonneuses régulièrement disposées; ces cristaux contiennent aussi en inclusions mica noir et mica blanc. Le mica noir, brun foncé, très dichroïque, en paillettes assez petites, déchiquetées, irrégulières, est très abondant dans la roche, où l'on trouve en outre : quarz en petits grains, mica blanc en palmes et en écailles dérivant sans doute de l'andalousite, graphite en granules très fins, fer oxydulé peu abondant, et produits ferrugineux de décomposition. Je n'y ai plus reconnu les rosettes de clintonite.

2 F. — Schistes de Châteaulin.

Au N. des Montagnes de Quénécan, les *schistes et quarzites de Plougastel* sont recouverts par les *schistes de Châteaulin.* Aux environs du bourg de Plouguernevel, on voit de nom-

breux exemples des modifications de ces schistes ardoisiers de Châteaulin, au voisinage du granite. Ce bourg est bâti à la limite du granite et des schistes que nous avons suivis depuis Châteaulin : Au N. de Plouguernevel, ils présentent leurs caractères habituels ; au S. du bourg, et à E. sur la route de Goarec à Kergorec, Stanquamel, les schistes deviennent plus noirs, et se chargent de biotite et de chiastolithe, en très petits cristaux ; malgré la facile et très générale décomposition de ces roches, il est facile de trouver à l'approche du massif granitique, des échantillons de ces schistes cristallins. Ils sont le plus souvent très décomposés, et forment une boue fine, d'un noir intense.

Nous n'insisterons pas sur leurs caractères lithologiques, car ils nous ont paru identiques aux schistes métamorphisés de cet âge que nous avons décrits plus haut (p. 55) au N. des Montagnes-Noires, aux environs de Glomel.

§ III. Région granitique intermédiaire aux précédentes.

Entre les chaînes des Montagnes-Noires et des Montagnes de Quénécan, formées par les strates paléozoïques, se trouve, aux environs de la petite ville de Rostrenen (Côtes-du-Nord), une région intermédiaire formée par le granite porphyroïde. Cette région constitue un plateau d'une altitude de 204 m., correspondant à la ligne de partage des eaux du Blavet et de l'Aulne, au partage du canal de Nantes à Brest.

C'est dans cette région qu'on trouve les roches les plus modifiées, les quarz compacts et les leptynites bleues, de Cordier, de Boblaye, etc. — Je les considère comme des roches dévoniennes et siluriennes modifiées, que j'ai souvent pu distinguer sur ma carte. Comme toutefois ces roches méta-

morphiques ne constituent plus ici, comme précédemment, des massifs continus, mais seulement des lambeaux distincts, parfois complètement isolés; je ne puis accorder à ces déterminations d'âge la même certitude, ni la même rigueur. Quoique hypothétiques, ces déterminations me paraissent cependant présenter un très haut degré de vraisemblance, comme je l'établirai dans la suite de ce mémoire.

Cette région ainsi formée d'îlots paléozoïques, plus ou moins isolés dans le granite, rappelle exactement la structure du S.-E. de l'Irlande, où des lambeaux siluriens nagent de même dans le granite, d'après les descriptions de B. Jukes (1), MM. Hull et Traill (2), A. Geikie (3). Les formations cambriennes et archéennes sous-jacentes n'ont pas été non plus ramenées au jour par le granite, dans ce district silurien.

3 A. — Schistes cambriens.

Ces schistes n'affleurent pas à l'intérieur du massif de Rostrenen. S'il y a en réalité dans ce massif des blocs de roches cambriennes ou pré-cambriennes ramenées au jour par le granite, et actuellement pincées dans sa masse, on ne peut plus les distinguer des roches métamorphisées plus récentes que je vais décrire.

3 B. — Grès armoricains.

Le grès armoricain des Montagnes-Noires, précédemment suivi jusqu'au massif granitique de Rostrenen, formait, on se le rappelle, deux bandes parallèles étudiées successivement : celle du S. qui se terminait à Pénéchaussée, celle du N. ou du Mont-Noir, qui se terminait à Kervidam. Une faille trans-

---

(1) *Beete-Jukes* : Student's manual of geology, 2e édition, p. 275 ; et *A. J. Jukes-Browne* : Handbook of phys. geology, London, 1884, p. 443.

(2) *Hull* et *Traill* : Geol. survey of Ireland, Horizontal section, n° 22.

(3) *A. Geikie* ; Textbook of geology, London, 1882, p. 541.

versale de Kervidam à Pénéchaussée, correspondant à la limite du granite, vient rejeter à 16 kil. au S. ces deux bandes de grès armoricain, dont on ne peut d'ailleurs trouver la continuation rectiligne, ni à l'Est de Kervidam, ni de Pénéchaussée.

Les deux bandes rejetées par faille, que je considère comme la continuation à l'E. des grès précédents, sont sensiblement dirigées de E. 25° N. à W. 25° S. J'ai suivi la première de Crémónec en Priziac, au S.-E. de Langoëlan, vers St-Laurent; elle est bien exposée dans les communes de St-Tugdual et de Ploerdut. La seconde s'étend de Langonnet à Melrionnec; c'est aux environs de Plouray qu'elle présente le plus beau développement.

Ces bandes ont une longueur d'environ 500 mètres, celle du S., continuation des Montagnes-Noires, se suit sur plus de 25 kil.; celle du N., moins importante, ne se prolonge guère au delà de 10 kil.; l'une et l'autre sont souvent interrompues, disloquées par les granites, qui les entourent de toutes parts, et où elles nagent complètement isolées. La bande de St-Tugdual se trouve ainsi noyée dans la masse du granite à deux micas (granulite) du Guéméné; nous avons décrit déjà les transformations de la roche au contact de la granulite, il nous suffira de rappeler que l'action de la granulite s'est fait sentir sur ces grès d'une façon très irrégulière, il est vrai, mais parfois jusqu'à 400 mètres. Ces grès se présentent sous les quatre états différents suivants, à mesure qu'on s'approche du granite :

A. Grès clastique, fossilifère.
B. Quarzite micacé,
C. Quarzite micacé, sillimanitisé,
D. Quarzite micacé, feldspathisé.

La bande de Plouray n'est plus noyée, comme la précédente, dans la granulite du Guéméné, mais bien dans le granite de Rostrenen. On ne peut toutefois rien conclure de l'étude de cette bande, au sujet des différences d'actions métamorphiques sur un même sédiment, de granites d'âge et

de composition chimique différents. Le granite de Rostrenen en effet, dans cette partie de Plouray, à Mellionnec et à Perret, est traversé et injecté par un si grand nombre de filons de granulite et de leptynite, que ses caractères eux-mêmes en sont modifiés, et qu'il devient ainsi très riche en mica blanc, avec quarz et microcline.

L'action de la granulite s'est donc fait sentir puissamment aussi sur les grès armoricains de Plouray, elle s'est superposée à l'action du granite, et nous n'avons aucun moyen de les distinguer, si tant est que ces actions aient eu des résultats différents.

Le grès de la bande de Plouray est transformé en quarzite micacé, contenant quarz, mica noir, mica blanc, zircon, sillimanite et feldspath, au contact du granite. Les grains de quarz brisés ont fait place à des granules arrondis ou hexagonaux, étroitement assemblés, et traversés par des filonnets moniliformes d'inclusions liquides (La Garenne en Langonnet). Ces grains de quarz sont cimentés par un réseau de mica noir; entre eux, il y a en outre des houppes, des faisceaux de fines fibres de sillimanite. Les feldspaths (orthose, oligoclase, microcline) assez répandus dans ces quarzites micacés nous paraissent dus uniquement à l'action de la granulite; ils sont disséminés irrégulièrement dans la roche à l'état de petits grains, ou plus souvent injectés en filonnets continus ou moniliformes, parfois anastomosés ou réticulés, avec quarz dihexaédrique et mica blanc.

Ces roches siluriennes feldspathisées, suivant l'expression de Fournet, paraissent présenter de grandes analogies de gisement et de structure avec celles qui ont été signalées par R. H. Scott (1) dans le S.-E. de l'Irlande, et décrites depuis par Jukes et M. A. Geikie, au contact du granite (2).

(1) *R. H. Scott :* Journ. roy. geol. soc. of Ireland, vol. 1, p. 144.

(2) Ce granite de Leinster serait un granite à deux micas (granulite), d'après l'analyse de Haughton : Quarz 27.66, Orthose 52.94, Mica blanc 14.18, Mica noir 5.27. (Haughton ; Transactions of the royal Irish Academy, Dublin 1865, vol. 23.)

3 C. — Ardoises d'Angers.

Je n'ai reconnu avec certitude aucun lambeau de cet étage, dans la région granitique intermédiaire de Rostrenen.

3 D. — Schistes et grès du silurien supérieur.

Je n'ai pu reconnaître non plus aucun niveau de cet étage dans la région granitique de Rostrenen.

Cette lacune dans nos observations (absence de 3 C, 3 D), tient principalement au degré avancé de métamorphisme des couches sédimentaires dans cette région intermédiaire. On ne peut plus s'appuyer, pour reconnaître leur âge, ni sur leurs faunes, ni sur leurs caractères lithologiques : la disposition stratigraphique de l'ensemble reste donc ici le seul guide du géologue. Comment, dans ces conditions, prétendre à la précision? J'ai dit plus haut, dans la description des Montagnes-Noires, que deux étages avaient dans la région une importance prépondérante par leur masse : le *grès armoricain* et les *schistes et quarzites de Plougastel*; les autres étages de la série étant moins épais, moins développés. J'ai renoncé finalement à distinguer ces derniers étages dans la région granitique, et ai rattaché aux *schistes et quarzites de Plougastel* toutes les alternances de schistes et grès métamorphisés. L'importance de cet étage dévonien est donc certes exagérée sur cette partie de ma carte, puisqu'elle englobe tout le silurien supérieur.

Ainsi, au Cosquéro en Croisty, des schistes micacés altérés, à biotite, muscovite, avec chlorite et limonite, contiennent de la chiastolithe, du grenat, et rappellent bien les caractères du schiste d'Angers. Il en est sans doute de même des minerais de fer des environs de Langoëlan. Enfin à E. de Mellionnec, vers Cosquer-Boulou, des schistes argileux très ampéliteux, micacés, appartiennent probablement

au silurien supérieur. Je ne suis pas arrivé à reconnaître suffisamment ces subdivisions, et ai préféré pour cette raison les grouper sur ma carte.

3 E. — **Schistes et quarzites de Plougastel.**

C'est à ce membre inférieur du terrain dévonien, si puissant dans la région, que je rapporterai donc tous les bancs alternants de schistes maclifères et de grès micacés, situés au midi de Rostrenen. Ils ont une structure cristalline très développée, et l'aspect de roches primitives schisto-cristallines.

Puillon-Boblaye (1), qui attira l'attention sur les roches de cette contrée, dans son fameux mémoire sur la structure de la Bretagne, disait de ce massif de Rostrenen : « Il se compose de granites porphyroïdes avec granites leptinoïdes, de leptinite commun, d'un leptinite bleu-foncé, remarquable par la beauté et le nombre des grenats. M. Cordier y a reconnu, outre le feldspath grenu, la lépidolithe et la paranthine lamelleuse. »

J'ai décrit plus haut les granites porphyroïdes de Boblaye; ses leptinites communs sont les filons granulitiques qui coupent ces granites et que j'ai également cités précédemment; ses leptinites bleu foncé, grenatifères, sont les roches qui vont nous occuper ici, et que je rapporte au terrain dévonien.

M. de Fourcy (2) y reconnut, comme moi, des roches paléozoïques métamorphiques, mais les rapporta au terrain cambrien. En l'absence de fossiles, et dans cette région entrecoupée de failles, on peut en effet hésiter du cambrien au dévonien. Je me suis éloigné de l'opinion de M. de Fourcy, à cause de la complication des failles qu'il faudrait faire

(1) *Puillon-Boblaye* : Géol. de la Bretagne, Annales du Museum, t. XV, p. 83.

(2) *De Fourcy* : Explic. de la carte géol. du Morbihan, 1848, p. 78.

intervenir pour ramener ici le cambrien au S. de Rostrenen ; de plus, le contact connu du granite, sur les roches cambriennes de Bretagne, donne naissance à des roches métamorphiques différentes de celles du massif de Rostrenen.

Je les rapporte au terrain dévonien, parce que ces couches me paraissent reposer sur le terrain silurien du canton de Goarec (bord W. des Montagnes de Quénécan), et que leurs plus grandes analogies lithologiques sont avec les schistes à andalousite et les grès micacés dévoniens de Glomel et de Goarec.

Ces raisons ne sont pas péremptoires, il est vrai ; notre opinion a toutefois sur les autres l'avantage de représenter l'hypothèse la plus simple, dans l'état de nos connaissances, sur la statigraphie de la région. Notons de plus que, si cette hypothèse était fausse et que des recherches ultérieures vinssent à établir que les belles roches métamorphiques du midi de Rostrenen sont siluriennes ou cambriennes, au lieu d'être dévoniennes, comme je le crois, cela n'infirmerait en rien la détermination de l'âge carbonifère du granite porphyroïde de Rostrenen, puisque ce granite traverse, à W. et à E. de Rostrenen, la série paléozoïque continue du cambrien au carbonifère dans les Montagnes-Noires et les Montagnes de Quénécan. Mes coupes de Glomel et de Goarec le prouvent d'une façon complètement indépendante.

Les roches micacées qui se trouvent ainsi à l'intérieur du massif granitique de Rostrenen appartiennent à quatre types lithologiques principaux, que je décrirai successivement :

1° *Grauwackes micacées*,
2° *Leptynolithes*,
3° *Leptynolithes grenatifères*,
4° *Quarzites micacés*.

1° Les *grauwackes micacées* sont des leptynolithes très décomposées, où les macles entièrement épigénisées par un mica blanc ont disparu. Ces roches, qui constituent le type le plus

commun de la région, sont gris-brunâtre, peu dures, argileuses, avec grains de quarz, fer oxydulé, paillettes de mica noir et de mica blanc, petites et très abondantes. Les arênes brunâtres ressemblent à celles des Kersantons. Elles affleurent partout dans la région.

2° Le *leptynolithe* s'observe au N. du Héo en Plélauff, Guendol, W. Bonen, Trohaor, Portelan, Cosquer en Plélauff, W. Rosquériec, Kerdaniel, Kerivoeles, Keraudren, Kerjean, N. Saint-Roch, Manéguénard, etc. — C'est vraisemblablement le leptynite bleu foncé de Boblaye, où Cordier reconnaissait : feldspath, lépidolithe, paranthine.

A l'œil nu, cette roche compacte, massive, bleu foncé sur les cassures fraîches, ne permet souvent de reconnaître que de petites lamelles de mica brun noir; elles sont cimentées par une pâte bleuâtre, euritique, parfois fibreuse. La roche n'est plus feuilletée à la façon des schistes, elle ne présente qu'une division grossière en lits.

Ordinairement, dans les affleurements superficiels, ces leptynolithes bleus passent à des roches grenues, grises, blanc-brunâtre, où l'on distingue une grande quantité de petits noyaux de 1 à 2^{mm}, noirs et opaques, saillants, arrondis, et à formes lenticulaires (fausses macles de Durocher). Ces noyaux sont entourés d'une matière grenue grise, ou d'un gris-brunâtre, généralement très riche en débris de mica blanc, qui ne me paraît différer de la substance des lentilles que par son état d'altération plus avancé. Ces lentilles ont été remarquées depuis longtemps dans les schistes métamorphiques de l'ouest de la France : « Elles sont tellement abondantes dans la plupart » des leptynolithes, disait M. Bonissent [1], que ceux-ci en » paraissent criblés, et ressemblent beaucoup à la roche des » Pyrénées que M. Cordier appelle macline. » Ces leptyno-

(1) *Bonissent* : Essai géol. sur le dép. de la Manche, Mém. soc. imp. des Scienc. de Cherbourg, t. VIII, 1860, p. 23.

lithes permettent quelquefois en outre de reconnaître à l'œil nu des grains cristallins, allongés, prismatiques, sans contours réguliers, fibreux, blanc-verdâtre, cireux, rappellant l'aspect de la cordiérite.

Au microscope, les lentilles perdent leur individualité propre, et ne représentent pas des commencements de cristallisation (fausses macles) : ils contiennent les mêmes minéraux que le reste de la roche; la concentration du pigment charbonneux et du fer oxydulé qu'on y observe, est due à la disposition spéciale de ces granules en traînées irrégulières. Les grains cristallins, fibreux, se rapportent à l'andalousite, toujours déchiquetée aux bords, remplie de quarz et de mica noir, et profondément épigénisée par du mica blanc. La plupart de ces roches très altérées ne présentent plus que du quarz en gros grains cristallins, de la chlorite, du mica blanc, et des produits ferrugineux secondaires.

Les préparations minces de ces leptynolithes bleues présentent une structure grenue, généralement massive, parfois gneissique. Les minéraux constituants que j'y ai reconnus sont : quarz, mica noir, mica blanc, sillimanite, cordiérite, andalousite, fer magnétique, fer oligiste, zircon, charbon, pyrite magnétique.

Le *quarz* est en grains assez gros, de diamètre peu variable, à bords remarquablement nets, à contours subhexagonaux, ou grossièrement circulaires. Ils contiennent parfois des microlithes aciculaires incolores de fibrolithe, des grains de fer magnétique; les inclusions liquides y sont petites et bien plus rares que dans les grès micacés. Le *mica blanc* est en lamelles irrégulières, assez distinctes les unes des autres, et ne formant plus de membranes continues comme dans les schistes ordinaires. On en trouve parfois des piles isolées, assez grosses; dans d'autres cas, il épigénise nettement le mica noir.

Le *mica noir*, brun-foncé, abonde en lamelles irrégulières suivant la base, et un peu moins grandes que dans les schistes d'Angers ; dans les sections normales à la base, on constate l'extinction parallèle aux clivages, et un dichroïsme très prononcé $\alpha < \beta$ ou γ, du brun très clair au brun très foncé noirâtre. L'écartement des axes optiques en lumière convergente paraît plutôt correspondre à une phlogopite. Il est disséminé irrégulièrement dans la roche, et se distingue du mica noir des schistes micacés du Plateau-Central, (1) par la grosseur de ses paillettes, qui ne forment pas de tissus continus. Les lamelles généralement limpides présentent un contour hexagonal, quand elles sont de très petites dimensions; elles contiennent souvent en inclusion du fer magnétique ou de petits cristaux de zircon à auréoles polychroïques.

Le *fer magnétique* en cristaux, et plus souvent en grains irréguliers, domine de beaucoup sur le fer oligiste, dont on ne voit plus de lamelles rouges, transparentes. Moins répandus que le fer magnétique sont des grains sombres, opaques, très chagrinés au bord, que je rapporte à une matière charbonneuse. La *pyrite magnétique* est un élément commun des leptynolithes, mais très irrégulièrement répandu ; abondante dans certains échantillons, elle manque dans les autres.

La *sillimanite* est très abondante, en aiguilles, rappelant dans les préparations l'aspect bien connu de l'apatite. Les faces les plus développées sont celles du prisme *mm*, elles présentent des cassures transversales et s'éteignent en long sous les nicols croisés ; ces prismes sont généralement terminés à leurs extrémités par des fibres, et ne présentent qu'exceptionnellement des faces terminales, au nombre de deux, *p* et un dôme. Des sections de ces aiguilles suivant la base, sections toujours assez rares, m'ont montré un clivage dominant suivant h^1, et un angle de 111° qui est celui de la sillimanite. En outre

(1) *Michel-Lévy*: Bull. soc. géol. de France, 3e sér., t. IX, 1881.

de ces grosses aiguilles, rappelant par leur volume celles d'apatite, il y en a dans le roche nombre de beaucoup plus fines, incluses dans les diverses espèces minéralogiques, notamment dans la cordiérite, et qu'il faut sans doute rapporter à cette même espèce.

Le minéral que je rapporte ici dubitativement à la *cordiérite*, est un élément essentiel de ces roches, dont il forme parfois à lui seul le ciment, à l'état de houppes fibreuses. Il est entièrement altéré, et se présente exceptionnellement, dans les préparations, à l'état de grains cristallins transparents, ne dépassant pas 2mm de diamètre, à contours arrondis ou déchiquetés, et entourés d'un cadre irrégulier, fibreux, gris-verdâtre clair, qui l'envahit presque entièrement. La partie centrale transparente, vue en lumière polarisée sous les nicols croisés, présente quatre extinctions totales pendant une rotation complète; les axes d'élasticité correspondent habituellement au plus grand et au plus petit diamètre. Les clivages sont généralement peu marqués, effacés par les produits d'altération, fibreux. Le dichroïsme est nul, ou très faible. C'est certes ici l'espèce minérale que Cordier rapportait à la paranthine; l'existence du dipyre dans les cornubianites de l'Erzgebirge, si analogues à ces leptynolithes, confirmait a priori l'ancienne détermination de Cordier. Je n'ai pu toutefois jamais constater, dans mes préparations, les caractères du système quadratique, pas plus que l'existence des macles qui caractérisent, d'après M. Rosenbusch (1), le dipyre des schistes métamorphiques de l'Erzgebirge. Une indication de deux axes optiques en lumière convergente me fait penser qu'on a ici affaire à un minéral du système rhombique, qui se distingue facilement de l'andalousite et de la staurotide par son manque de dichroïsme. Il présente de nombreux caractères communs avec la sillimanite, la cordiérite, et des variétés d'andalousite non dichroïques, entre lesquelles il est

(1) *Rosenbusch* : Die Steigerschiefer, Srasbourg, 1877, p. 201.

difficile de se prononcer, par suite de l'altération de tous les grains, l'absence de contours cristallins et l'abondance des inclusions aculéiformes qu'ils renferment.

La coexistence dans les mêmes roches, de sillimanite et d'andalousite bien caractérisées, avec cette espèce, qu'on n'en distingue souvent qu'à ses produits d'altération et à ses contours irréguliers, rend toujours douteuse, sinon impossible, son étude en lumière convergente. Ses produits d'altération sont surtout caractéristiques; par suite de cette modification, ces grains allongés, à cassures transversales nettes, se divisent longitudinalement en faisceaux d'aiguilles transparentes, incolores, blanc-verdâtre, très fines. Souvent ces faisceaux de fibres fines linéaires montrent encore le système de cassures transversales des prismes primitifs; le parallélisme de ces aiguilles n'est pas constant, souvent le résultat de la transformation est de donner naissance à des houppes fibreuses, rayonnantes et enchevêtrées, qui paraissent relier entre eux, en les cimentant, les autres éléments de la roche. Ces houppes de fines aiguilles, auxquelles s'associent parfois des prismes de sillimanite, du quarz et du mica, forment dans certains cas, des préparations d'un aspect tout particulier; on est frappé par l'enchevêtrement de ces innombrables microlithes prismatiques, transparents, si fins, si allongés, se parant de vives couleurs sous les nicols croisés.

Il est alors impossible de distinguer les aiguilles plus anciennes, incluses, de sillimanite, des fibres résultant de la transformation de la cordiérite. La présence de la cordiérite dans cette roche est appuyée par le fait, que certains débris appartiennent au système orthorhombique, qu'ils présentent des contours irréguliers, des clivages imparfaits suivant l'allongement, et des traces nettes de séparation suivant *p*. Les couleurs de polarisation sont pâles, analogues à celles des feldspaths, le dichroïsme est nul ou insensible en tranches minces. Les inclusions aculéiformes de sillimanite et les

houppes fibreuses de décomposition sont enfin d'autres caractères connus des cordiérites, telles qu'elles sont décrites par MM. Fouqué et Michel-Lévy [1].

M. Rosenbusch signale ce produit de décomposition fibreuse comme caractérisant certaines cordiérites [2] ; il indique de plus dans les schistes maclifères de l'Erzgebirge un minéral altéré qu'il rapporte à la cordiérite [3], et qui doit être bien peu différent de celui que nous décrivons ici. M. Kalkowsky [4] signale dans les gneiss de l'Eulengebirge des associations de cordiérite et sillimanite analogues à celles que nous décrivons ici.

Le fer oxydulé est parfois inclus dans ces cordiérites altérées, ainsi que d'autres très petits grains cristallins biréfringents (zircon ?) entourés d'une auréole polychroïque distincte, passant du jaune clair au brun-verdâtre foncé, quand on fait tourner la préparation après avoir enlevé un des nicols.

En outre des inclusions précédentes, on trouve encore parfois dans la cordiérite mica noir et quarz. On n'y trouve pas les accumulations charbonneuses, ordinaires et caractéristiques des andalousites. Ces inclusions de quarz et mica sont toutefois répandues d'une façon beaucoup moins uniforme que les précédentes, souvent elles font défaut, parfois au contraire le quarz est si abondant, que le grain de cordiérite est réduit à l'état de dentelle. Le mica noir accompagne toujours le quarz avec lequel il est arrivé ; mes observations sur les staurotides de la région m'ont montré que le quarz et le mica noir ont ici pénétré postérieurement, et ne sont pas des inclusions anciennes.

L'*andalousite* est un élément moins répandu que la silli-

(1) *Fouqué* et *Michel-Lévy* : Minér. microg. p. 313.

(2) *Rosenbusch* : Mik. Physiog., p. 272.

(3) *Rosenbusch* : Die Steigerschiefer, Strasbourg, 1877, p. 208-220.

(4) *Kalkowsky* : Die Gneissformation des Eulengebirges, Leipzig, 1878, p. 21.

manite et la cordiérite dans ces leptynolithes, elle y est cependant parfois très bien caractérisée. Ses cristaux se distinguent ici de ceux que nous rapportons à la cordiérite par leurs contours polyédriques, moins irréguliers, par leur clivages mieux marqués, plus nets, par leurs inclusions de graphite, par l'abondance moindre du quarz et du mica noir inclus, et par-dessus tout par leur dichroïsme. Les sections en zone suivant l'axe vertical donnent la couleur rouge de chair caractéristique suivant α, passant au vert-jaunâtre pâle dans les autres directions. Des sections suivant p m'ont en outre montré les clivages à 90°.

Ces cristaux d'andalousite bien caractérisés ne sont pas abondants dans les leptynolithes, mais leur existence suffit pour permettre de penser qu'un certain nombre des grains transparents non dichroïques, plus ou moins transformés en houppes fibreuses micacées, peuvent appartenir également à cette espèce. On doit donc considérer l'andalousite comme élément constituant essentiel de ces roches; elle y est de formation un peu postérieure à la sillimanite, dont elle enclave parfois de grosses aiguilles.

Le feldspath fait défaut comme élément essentiel de ces roches, je ne l'ai rencontré que d'une façon accidentelle dans quelques préparations, à W. de Bonen, à St-Cornec en Mellionnec. A St. Cornec, c'est un feldspath triclinique en petits grains maclés, transparents, disséminés irrégulièrement dans la roche. M. Rosenbusch (1) avait déjà signalé la présence du feldspath, toujours très rare, dans les Cordierit-Hornfels du Hohwald en Alsace. A W. de Bonen, il y a également de l'orthose, en petits grains maclés suivant la loi de Carlsbad.

3° La *leptynolithe grenatifère* affleure à Megouette au S. de Rostrenen, et plus au S. suivant une ligue continue, de

(1) *Rosenbusch* : Die Steigerschiefer, Strasbourg, 1877. p. 224.

la côte 195 à W. de Bonen, à la côte 187 près Cosquer-Bonen, et 192 près Stang-Bonel. Du Cosquer à Stang, le Blavet serpente dans ces roches grenatifères qui forment sur ses bords de beaux escarpements. Le gisement le plus occidental de cette roche est au N.-E. de Kergonan non loin de Bonen ; à E. elle se poursuit sur la feuille de Pontivy, au N. de Kerlan, au-dessus de l'écluse de Pont-Even, à la Garenne, E. et S. Kerlanic, Guemmarian ; elle est intercalée dans les grauwackes micacées.

Les grenats des rochers de la Garenne, ainsi que ceux de Megouette, sont très gros, atteignant 0,02 de diamètre ; ils présentent habituellement des contours irréguliers, paraissent fondus dans la masse. Les leptynolithes de Kerlanic, de Bonen, Rest, m'ont présenté des rhombo-dodécaèdres nettement terminés, de 0,005 de diamètre. Cette roche, quand on la brise, est bleuâtre, compacte, sonore; extérieurement elle est bleuâtre, et a toujours un aspect amygdaloïde dû à l'altération et à la disparition constante de tous les grenats à la surface. Ces grenats, cristallisés en rhombododécaèdres, sont d'un beau rouge foncé, avec diverses nuances de violet, et présentent l'aspect ordinaire du grenat almandin.

Au microscope, cette roche présente la même structure et contient les mêmes éléments que les leptynolithes précédentes : quarz, mica noir, mica blanc, sillimanite, cordiérite, andalousite, fer magnétique, oligiste, zircon, charbon, pyrite magnétique. Je n'ai rien à ajouter à la description précédente ; je n'ai plus reconnu d'andalousite dichroïque.

La présence du grenat constitue la seule différence importante de ces roches. En lames minces, ces grenats présentent des contours polyédriques, ou irréguliers, déchiquetés par du quarz de corrosion, ils ont une teinte rouge-violacé ou brunâtre, leur surface est chagrinée, ils sont isotropes. Ils

7

contiennent des inclusions disposées irrégulièrement de fer magnétique, de graphite, et de fines aiguilles de sillimanite, en outre du quarz qui ronge leurs bords et dont les gouttelettes paraissent parfois isolées à l'intérieur des sections. La disposition des aiguilles de sillimanite montre qu'elles sont antérieures au quarz.

La tourmaline est un minéral que j'ai rencontré assez souvent dans ces leptynolithes grenatifères, à l'exclusion des leptynolithes ordinaires. Elle n'est pas ici en aiguilles microlithiques comme dans beaucoup de schistes, mais en gros cristaux, isolés, brisés, à apparence clastique, et seulement au nombre de 1 ou 2 par préparation.

Ces leptynolithes grenatifères sont ainsi des roches bien particulières, qui se distinguent par de nombreux caractères des Granat-hornfels d'Alsace, décrits par M. Rosenbusch (1), et ont sans doute leurs plus grandes analogies dans les Granat-hornfels de la Rostrappe (Harz) découverts par M. Lossen (2).

Ces Hornfels grenatifères du Harz auraient été formés, d'après M. Lossen, par l'action métamorphisante du granite sur les couches calcareuses des schistes de Wieda ; il appelle l'attention sur le fait que ces couches calcareuses se trouvent ainsi métamorphisées à une distance bien plus grande du granite que les couches schisteuses entre lesquelles elles se trouvent intercalées. Je ferai remarquer combien est complet ici l'accord de mes observations avec celles de M. Lossen : en Bretagne, il y a de nombreuses preuves de l'inégale sensibilité au contact du granite, des sédiments différents interstratifiés ; les schistes alternant avec des grès présentent encore de profondes modifications, à des distances du granite où les grès ne sont plus métamorphisés. Les formations

(1) *Rosenbusch* ; l. c., p. 235.

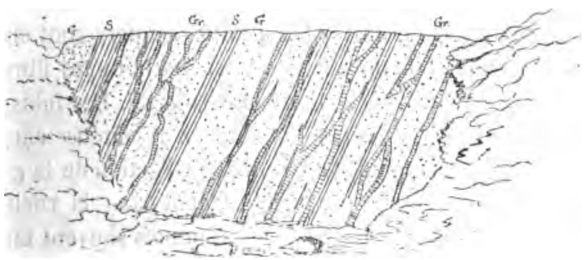
(2) *Termier* : Etude sur les éruptions du Harz, d'après les travaux de M. Lossen, Annales des mines, 8e sér., t. V., 1884, p. 243.

calcaires faisaient défaut dans les sédiments des environs de Rostrenen ; ce sont sans doute les éléments des clintonites, si répandus dans le terrain devonien de la région, qui ont pris part au contact du granite à de nouvelles combinaisons, et ont donné naissance au grenat et à la cordiérite, qui distinguent ces leptynolithes devoniennes des autres hornfels, formées aux dépens de schistes ordinaires. Des analyses quantitatives sont néanmoins indispensables pour fixer cette question.

4° Les *quarzites micacés* qui forment un membre intégrant de l'étage de Plougastel, se reconnaissent en divers points du massif de Rostrenen : ils sont en général reconnaissables d'assez loin, formant des buttes élevées, nues, coniques, et se distinguant des buttes granitiques par l'absence de blocs pierreux, résistants, à la surface. Je citerai comme exemples de ces buttes, les sommets 240 près Goasquer, 232 à Keringamp, qui rappellent l'aspect des grès armoricains.

Ces grès micacés se voient au S. de Colperno, à Kergrist, Keruel, Grand-Scavuel, Kerjacob, Kernach, etc. La carrière de Grand-Scavuel, présentait une coupe particulièrement nette :

Coupe du Grand-Scavuel.



G. Grès micacé,
S. Schiste micacé à andalousite,
Gr. Filons de granulite.

Les grès, en bancs de $0^m,50$, et transformés en quarzites micacés feldspathiques, alternent avec les schistes en lits plus minces, de quelques centimètres, transformés de leur côté en macline et en grauwackes micacées. Les grès feldspathisés de cette carrière donnent de très bonnes sections microscopiques, les schistes sont au contraire très altérés, et l'andalousite entièrement remplacée par un mica blanc. Ces couches sont en outre traversées dans la carrière par d'innombrables filons-couches et filons-transverses de granulites et de leptynites de $0^m,10$ à $0^m,001$. L'action de la granulite a sans doute ici recouvert totalement celle du granite.

L'idendité des caractères microscopiques de ces *grès micacés* avec ceux des *grès siluriens*, micacés et feldspathisés, décrits p. 85, me dispense d'insister plus longuement. Le quarzite verdâtre est généralement transformé en *quarzite micacé*, ou en *quarz compact*, dont les éléments constituants sont : quarz, mica noir, mica blanc, zircon, fer oxydulé, aiguilles de sillimanite, faisceaux de fibres dérivant sans doute de la cordiérite, et enfin feldspaths au contact immédiat du granite. Les granules de quarz brisés ont fait place à des grains à contours hérissés, découpés, ou plus rarement sub-hexagonaux, étroitement assemblés, et traversés par des filonnets moliniformes de grosses inclusions liquides à bulle mobile (W. Bonen, Portelan en Rostrenen, Le Mayorec en Mellionnec). Ces grains de quarz sont cimentés par un réseau de mica noir, et par des houppes fibreuses que je rapporte à l'altération de la cordiérite. Les feldspaths (orthose, oligoclase, microcline), assez répandus dans les quarzites micacés, nous paraissent dus à l'action de la granulite ; ils sont disséminés irrégulièrement dans la roche, ou alignés en filonnets continus. Ces filonnets souvent moniliformes vers leur terminaison, ne contiennent plus que microcline, quarz dihéxaédrique et mica blanc (Le Mayorec).

Ces *quarzites micacés de Plougastel* ne m'ont paru se

distinguer des grès armoricains métamorphisés que par la présence assez fréquente du grenat et de la chlorite qui en provient par altération (Bonen, Megouette, Kervoalic en Rostrenen). Les grenats rouge-violacé sont identiques à ceux des leptynolithes grenatifères, ils sont généralement en grains irréguliers, déchiquetés par le quarz, et contenant en inclusions des grains charbonneux et des aiguilles de sillimanite. Ils sont souvent alignés grossièrement dans la roche, où ils paraissent en débris, tant ils sont profondément rongés par le quarz, qui les a pénétrés de toutes parts.

Un fait facile à constater dans cette région, est l'inégale sensibilité métamorphique des schistes et des grès. Ces couches alternent à l'infini dans cet étage des *schistes et quarzites de Plougastel*, or, tandis que les schistes présentent encore des modifications à plus de 1 kil. du granite, les grès n'en montrent plus aucune à 100 mètres du contact. Un même bloc de quelques centimètres cubes, en montre parfois l'exemple, dans l'alternance de lits minces de leptynolithes et de grès. Les leptynolithes toutefois dominent beaucoup sur les grès, dans ce massif, par leur abondance. M. Lossen a signalé dans le Harz un fait du même genre, dans l'inégale sensibilité des couches alternantes de schiste et de calcaire au contact du granite, le calcaire étant encore modifié à des distances où le schiste est resté indemne.

3 F. — **Schistes de Châteaulin.**

Au N. du massif granitique de Rostrenen, on passe sur les schistes de Châteaulin ; la limite du granite et du schiste suit la direction des strates schisteuses, et les injections du granite normalement à cette direction sont bien rares, si même il en existe ? L'action métamorphique du granite ne s'est elle-même fait sentir que bien faiblement dans cette direction ; et on a ainsi ici un exemple de l'action inégale

d'un même granite agissant sur une même roche schisteuse, suivant la direction des feuillets, ou perpendiculairement à cette direction. On constate ainsi le fait facile à prévoir, que cette action a rencontré des résistances moins grandes à sa propagation suivant les feuillets de la roche.

On peut évaluer à une centaine de mètres au plus l'épaisseur de la mince bande du schiste chargé de chiastolithe qui s'étend de Glomel à Goarec, au contact du promontoire granitique de Rostrenen. On l'observe à Kermap-Jean, Lanhellen, Kerbanel, Faouédic, ch[elle] Saint-David, Quénéroper, etc.

Ces schistes ne se distinguent pas de ceux que nous avons décrits aux environs de Glomel ; on y reconnaît déjà à l'œil nu de petites lamelles de mica bronzé, et des cristaux isolés de chiastolithe.

3 G. — **Diorites modifiées par le granite.**

Je terminerai l'étude des modifications produites au contact du granite de Rostrenen par l'examen des diorites de la région. Un faisceau de filons de diorite, parallèles entre eux, d'épaisseur de 1 à 5 m., traverse la feuille de Châteaulin dans toute son étendue ; il suit le pied méridional des Montagnes-Noires, bute ensuite à Glomel contre le massif granitique de Rostrenen, puis présente de nouveaux affleurements aux environs de Goarec.

Dans ce long parcours, les diorites en filons-couches paraissant interstratifiées en chaque point déterminé, traversent obliquement les formations sédimentaires énumérées plus haut, du cambrien au dévonien (schistes et quarzites de Plougastel). Ils ont donc fait leur apparition après le dévonien inférieur. Je ne les ai point encore observés dans les schistes de Châteaulin, auxquels ils sont peut-être anté-

rieurs; ils sont en tous cas antérieurs au granite de Rostrenen qui les disloque et les modifie au contact.

L'état avancé de décomposition de ces diorites, facilité par le peu d'épaisseur des filons, rend très peu nette l'étude de leurs modifications métamorphiques. Je n'ai donc rien à ajouter, au point de vue général, aux connaissances que nous devons sur ce sujet à MM. Michel-Lévy (1), Lossen (2), Allport (3).

Je ne parlerai donc ici qu'incidemment des diorites, et dans l'intention de préciser le gisement des roches à amphibole, que l'on ne trouve souvent qu'en blocs isolés dans la région métamorphique de Glomel.

Les diorites des Montagnes-Noires se montrent composées de fer oxydulé, fer titané, oligoclase, ou parfois labrador en grands cristaux maclés, amphibole, épidote et parfois quarz. Souvent les actions secondaires voilent l'élément feldspathique, très altéré; l'amphibole (actinote) est épigénisée en chlorite, l'épidote abonde; très souvent encore l'altération est plus avancée, on ne peut suivre les filons sur le terrain qu'à leurs arènes ferrugineuses, brun foncé. Dans le canton de Gourin par exemple, les diorites sont ainsi partout décomposées, et les minerais limonitiques jadis exploités suivant leur direction, d'après M. de Fourcy, en dérivent par actions secondaires. Dans le canton de Briec, à Edern, se trouvent les roches les moins altérées; on constate (Kermadoret, Mln de Coat-bian) que ces diorites passent aux diabases ophitiques et aux porphyrites amphiboliques de M. Michel-Lévy (4).

(1 *Michel-Lévy* : Roches éruptives basiques cambriennes du Mâconnais et du Beaujolais, Bull Soc. géol. de France, 3e ser., t. xi, 1883, p 273.

(2) *K. Lossen* : Studien an metamorph. Eruptiv. und Sedimentgesteine, Jahrb. d. k. preuss. geol. Landesanst, 1883, Berlin, 1884, p. 619.

(3) *S. Allport* : On the metamorphic rocks surrounding the Land's End mass of granite, Quart. journ. geol. soc. 1876, t. 32, p. 407-427.

(4) *Michel-Lévy* : l. c., p. 286.

On y trouve du feldspath oligoclase à l'état microlithique, et du pyroxène très bien caractérisé, mais nettement transformé à sa périphérie en amphibole verte, polychroïque dans les tons vert-jaunâtre et vert d'émeraude. L'extrême rareté du pyroxène dans les roches qui constituent ce faisceau de filons rendrait peu naturelle leur attribution à la diabase ; on restera plus d'accord avec les classifications minéralogiques en les désignant dans leur ensemble sous le nom de *diorites à ouralites*.

Dans la région métamorphique de contact, de Glomel à Goarec, je n'ai plus reconnu de pyroxène dans la diorite, tout l'élément ferro-magnésien est à l'état d'amphibole. Cette ouralitisation, bien que d'accord avec les belles recherches de MM. Michel-Lévy (1) et Lossen, n'a pas d'intérêt ici, puisque nous l'avions également observée dans les points éloignés du contact, où Delesse (2) en avait donné depuis longtemps des exemples.

L'abondance du quarz en gros grains distincts, irréguliers, est ici un caractère constant des diorites métamorphisées, dont l'enrichissement en silice est bien certain. Les cristaux de feldspath y sont très altérés, remplis de granules quarzeux qui les font parfois ressembler à une pegmatite grossière, et de plus épigénisés par la calcite. Le fer oxydulé est assez abondant, ainsi que la pyrrhotine. Le mica noir, en lamelles plus petites que celles de l'actinote, est assez uniformément répandu dans les diorites (Kerjegu, Kerauter en Plélauff, Rocheledan en Glomel, Heau-Moïse en Goarec); M. Lossen (3) l'a déjà signalé dans les mêmes conditions : il paraît ici à l'état de minéral secondaire.

---

(1) *Michel-Lévy* : Bull. Soc. géol. de France, 3e ser., t. XI, 1883, p.295.
(2) *Delesse* : Etude sur le métam. des roches, Paris, Savy 1869, p.29.
(3) *K. Lossen* : Explication de la feuille d'Harzgerode, 1881, p. 79.

Conclusions.

Les observations précédentes nous montrent les modifications successives d'une série de sédiments paléozoïques superposés, au contact d'une masse de granite qui les coupe transversalement.

Cet amas de granite massif avec son auréole d'apophyses diverses, et ses anneaux concentriquement métamorphisés, ne saurait être considéré comme un paquet de granite ancien, découpé par failles, et ramené ainsi à la surface. Il a été injecté de vive force à la limite des Montagnes-Noires et des Montagnes de Quénécan, au point où ce système brisé par un réseau de failles présentait son minimum de résistance; il y a pénétré, comme le quarz de corrosion a pénétré nombre de cristaux des roches gneissiques, en y découpant sa place à l'emporte-pièce, et non en les refoulant à la façon d'un coin.

La formation des failles et l'injection du granite remontent à l'époque carbonifère, et sont sans doute contemporaines. J'attribue la massivité du granite de ce petit massif, comparé à d'autres, à la moindre résistance offerte à sa pénétration, dans une région où de nombreuses failles s'ouvraient à cette époque. Je montrerai en effet dans un prochain travail sur le plateau-méridional de la Bretagne, où le granite a été injecté suivant les plans de stratification des sédiments anciens, qu'il y a été laminé et a acquis ainsi une structure feuilletée gneissique.

Les directions que présentent les principaux alignements granitiques de la Bretagne correspondent aux lignes de moindre résistance de la croûte terrestre, formée dans la région par des couches paléozoïques. Ces lignes de moindre résistance dépendaient en chaque point de la structure de la

croûte solide, et de l'énergie de l'éruption; elles ont été ainsi parfois déterminées par des dislocations antérieures, ou par des plans de stratification, ou par la limite de jonction de deux formations discordantes, ou par l'affleurement d'une couche moins résistante. Ces diverses influences sont souvent combinées, se superposant, se composant entre elles, et compliquant ainsi leur résultante. (1)

La variabilité des apophyses du granite de Rostrenen lui-même suffit d'ailleurs à prouver l'influence de la roche encaissante sur le granite; elles se sont étendues plus ou moins facilement, et plus ou moins loin, suivant les diverses directions inégalement résistantes. La diversité, l'étendue, les gros cristaux des apophyses, montrent que ce granite a dû arriver à l'état liquide, ou du moins à un état très éloigné de l'état solide; ses inclusions, comme les filonnets de matières liquides et gazeuses signalées au contact, prouvent que d'abondantes émanations volatiles accompagnaient sa sortie.

Dans la recherche du mode d'origine du granite, il y a lieu de considérer successivement deux phénomènes distincts : d'abord l'étude des conditions mécaniques dans lesquelles il est apparu, purement stratigraphique; puis ensuite l'étude de la cristallisation de ses minéraux, évidemment déterminée par les actions chimiques et moléculaires.

L'étude stratigraphique de la région nous a prouvé que le granite de Rostrenen n'avait pas fait son apparition sous forme d'un pointement solide, qui aurait ramené au milieu

(1) On se rappelle que MM. Dufrénoy, de Fourcy (Annal. des Mines. 3e sér., 1838, t. XIV, 219) avaient cru pouvoir admettre la direction E. 25° N. — O. 25° S. pour les granites à petits grains de la Bretagne (Système du Westmoreland et du Hundsruck), la direction E. 15° S. — O. 15° N. pour les granites à gros grains et les roches feldspathiques (Système des ballons des Vosges et des collines du Bocage en Normandie), et la direction E. 5° S. — O. 5° N. pour le granite porphyroïde (Système des Pays-Bas et du S. du Pays de Galles). L'étude détaillée n'est pas venu confirmer de si séduisantes généralisations.

des sédiments paléozoïques relevés, divergents autour de lui, une série de strates plus anciennes. Il n'est pas non plus arrivé au jour sous forme d'une matière pâteuse, car il ne présente aucune trace de coulée, ni de brèche de contact(1); la disposition irrégulière des blocs étrangers qui y sont pincés prouve aussi l'absence de tout étirement, de tout mouvement fluidal, si caractéristiques des pâtes visqueuses. Il a troué ou corrodé sa place, à travers diverses couches siluro-dévoniennes, de compositions chimiques et minéralogiques différentes. L'uniformité et la constance de caractères du noyau granitique dans tout le massif, prouve qu'il n'y a pas eu d'échanges moléculaires, pas de mélanges, entre la roche éruptive et les terrains encaissants : il n'y a pas ici de confirmation de l'idée exprimée par Delesse (2), et par nombre des meillleurs géologues de l'Angleterre, que les « roches métamorphiques, et par suite les roches stratifiées dont elles dérivent, se transforment en roches plutoniques, lorsqu'elles sont soumises au métamorphisme général le plus énergique. Ces roches métamorphiques ... suivant leur composition élémentaire,... engendreront le granite, la syénite, etc. »

S'il en était ainsi, le granite de Rostrenen devrait présenter une composition chimique et minéralogique spéciale au contact de chacune des diverses couches sédimentaires dont il dériverait. D'autre part, les diverses variétés de granite en Bretagne (granite, granitite, granulite, etc.) devraient être en relation de position avec les sédiments de composition chimique différente, ce qui n'existe nullement dans le pays.

(1) Toutefois M. Michel-Lévy, qui souvent déjà a bien voulu m'aider de ses savants conseils, m'a fait savoir qu'il connaissait dans le Plateau-Centrail, de vraies brèche de friction sur les bords du granite. Cette observation tendrait à montrer que le granite serait venu à l'état pâteux, seulement, comme toutes les autres roches anciennes, il aurait cristallisé encore après son repos définitif.

(2) Etudes sur le métamorphisme des roches, Paris, 1869, Savy, p. 88.

On reconnaît quelquefois par contre, dans la roche plutonique uniforme de Rostrenen, la nature originaire des divers lambeaux, schistes ou grès métamorphisés, qui y ont été emballés. Ces blocs, loin de se fondre dans la masse environnante, présentent même souvent des bords nets et des contours anguleux, à peine émoussés.

On suit de proche en proche l'injection des éléments du granite dans les sédiments encaissants ; on les voit se détacher de la masse en filons grenus et présenter des structures variables dans des apophyses, qui deviennent de plus en plus minces et discontinues à mesure qu'on s'éloigne. Le granite n'a influencé la composition chimique des roches injectées que par l'imprégnation de ses propres éléments. Des gaz et des liquides émanés du granite forment, avec ces matières cristallines solidifiées, une auréole de filonnets moniliformes autour de la masse granitique.

La plus grande analogie reconnue ici entre le granite et ses épontes métamorphisées, réside dans la communauté de caractères de leur quarz. Dans les deux cas, il est recristallisé, et représente le dernier élément consolidé de la roche (1).

Le groupement en apparence paradoxal des éléments du granite, a été signalé dès 1822 par Breislak (2) ; il a été le point de

(1) Cette recristallisation de la silice dans les schistes métamorphisés par contact, a été indiquée par MM. Delesse, Rosenbusch, Michel-Lévy, et nombre d'autres savants. Elle s'y est consolidée après l'andalousite, la staurotide, le grenat, qui en sont parfois injectés suivant leurs clivages, et de plus rongés sur leurs bords et transformés en une vraie dentelle. La pénétration du quarz dans ces divers cristaux, dont il arrive à constituer plus de la moitié du volume, sans les déformer ni les disloquer, rappelle la pénétration du granite dans certains massifs sédimentaires, comme aussi la formation de cristaux de chiastolithe de 5 à 6 centimètres cubes, dans des schistes où les feuillets et les fossiles ne sont pas même dérangés. Dans tous ces cas, le quarz, la chiastolithe, le granite, semblent avoir pris la place d'un égal volume du minéral, ou de la roche, anciens.

(2) *Breislak* : Traité sur la structure du globe, Paris, 1822, t. I, p. 356.

départ et la base de toutes les théories proposées pour expliquer le mode d'origine du granite. La théorie hydro-thermale proposée par Scheerer [1] en 1847, est encore de nos jours la plus vraisemblable. D'après cette théorie, le granite aurait formé à l'origine une bouillie liquide, aqueuse, possédant une haute température, et où l'eau en proportion de 1 à 50 °/₀ aurait joué un rôle essentiel. La vapeur d'eau sous pression aurait prolongé la liquidité du granite et interverti l'ordre de cristallisation des minéraux, qui n'est pas celui de leurs fusibilités relatives. Toute l'eau, que les minéraux ne se seraient pas appropriée lors de leur cristallisation, se concentrait successivement dans le bain riche en silice, puis enfin dans la silice pure, qui en raison de son peu de tendance aux formes régulières et de l'augmentation continuelle de cette eau, n'a pu se solidifier que très tard.

Cette théorie modifiée et complétée dans ses détails par les discussions de Fournet, Durocher [2], ainsi que par les mémoires de Delesse [3], E. de Beaumont [4], Fouqué et Michel-Lévy [5], et surtout par les recherches expérimentales de MM. Daubrée [6], Friedel et Sarrazin [7] se concilie bien avec les faits observés dans la région de Rostrenen.

(1) *Scheerer* : Bull. soc. géol. de France, 2e sér., t. 4, 1847, p. 475.

(2) *Durocher* : Bull. soc. géol. de France, 2e sér., t. IV, 1847, p. 1036; t. VII, 1850, p. 279.

(3) *Delesse* : Sur le métamorphisme, Annal. des mines, 5e sér., t. XII, 1857, p. 89.

— Recherches sur l'origine des roches, Bull. soc. géol. de France, 2e sér., t. XV, 1858, p. 728.

(4) *E. de Beaumont* : Sur les émanations volcaniques et métallifères Bull soc. géol. de France, 2e série, t IV, 1847, p. 1294.

(5) *Fouqué* et *Michel-Lévy* : Synthèse des minéraux et des roches, Paris, 1882, p. 30.

(6) *Daubrée* : Etud. synthétiques de géol. expériment., Paris, 1879, p. 158.

(7) *Friedel* et *Sarrazin* : Reproduction simultanée de l'orthose, de l'albite, et du quarz, par voie humide et sous pression (Bull. soc. min., 1879, p. 113 et 158. — 1880, p. 25. — 1881, p. 171.

C'est aux composés volatils renfermés dans le granite avant sa solidification qu'il faut attribuer sa structure, l'ordre de cristallisation de ses éléments, et son action métamorphique intense. L'eau a joué le rôle essentiel dans le granite de Rostrenen. La concentration du fluor, du phosphore et du bore dans la pénombre de certaines masses granitiques, avait fait penser à E. de Beaumont (1) que ces corps avaient également dû avoir pour effet de suspendre la cristallisation du granite, qui ne s'était opérée que quand ces substances étaient dissipées ou fixées. Ces dissolvants n'ont pas dû avoir une action prépondérante dans le massif de Rostrenen, où la tourmaline fait défaut, où le granite ne présente pas de pénombre chargée de minéraux fluorés, et où l'apatite, qui seule en pourrait fournir les éléments, est uniformément répartie dans la masse. Il n'y a donc pas de raison pour attribuer ici ce rôle à l'apatite ; d'ailleurs des roches de cette même région, bien plus chargées encore d'apatite, les kersantons, n'ont ni la structure du granite, ni son influence sur les couches encaissantes, non modifiées.

La structure du granite de Rostrenen, pauvre en minéraux fluorés, aussi bien que son action métamorphique, présentent trop de points communs avec la structure et l'action de la granulite du Guéméné riche en minéraux fluorés, pour qu'on doive attribuer une bien grande importance à ces corps (minéraux stannifères), au point de vue de la genèse des roches granitiques.

L'eau au contraire est très abondamment répandue dans tous les granites d'âge et de structure diverses : M. Clifton Ward a calculé le volume que les inclusions liquides formaient dans la masse du quarz de certains granites, il en forme parfois le 1/20, d'après M. Renard (2).

---

(1) *E. de Beaumont* : l. c., p. 48.

(2) *Renard* : Analyse microscop. des roches, Revue des questions scientifiques, Louvain, 1877, p. 26.

Les expériences de M. Daubrée ([1]), confirmant celles de Sénarmont, ont appris que l'eau suréchauffée se comportait dans la cristallisation du quarz et des silicates anhydres, comme si ces matières y étaient solubles.

Les recherches de Vogelsang sur les inclusions du quarz du granite, ont montré que les composés volatils les plus généralement enfermés dans le granite avant sa solidification étaient de l'eau, du chlorure de sodium, de l'acide carbonique. Ces inclusions aqueuses sont des preuves indéniables du rôle que l'eau a joué dans la cristallisation du granite, et la présence de l'acide carbonique liquéfié démontre en même temps que la cristallisation s'est opérée sous une pression considérable.

Cette pression, dont M. Sorby a essayé d'évaluer la puissance par d'ingénieux raisonnements, n'a pu exister à la surface de notre globe ; si le granite avait affleuré pendant son état de fusion, les vapeurs dont il était chargé se seraient dégagées au moment de sa solidification, comme cela arrive actuellement pour les roches volcaniques modernes. On ne conçoit guère de semblables pressions qu'en vase clos, c'est-à-dire dans le cas présent, en profondeur. La pression de la colonne d'eau que l'on pourrait faire intervenir dans l'hypothèse d'une éruption sous-marine, a dû être faible, au moins pour les granites carbonifères. Les alternances de conditions terrestres et marines des bassins carbonifères isolés de la Bretagne prouvent, en effet, qu'à l'époque de l'injection du granite porphyroïde et de la granulite, il ne pouvait y avoir de grandes profondeurs d'eau dans ce pays.

L'idée que le granite a été injecté souterrainement et n'a pas fait éruption au jour, a été proposé depuis assez longtemps déjà ; les objections soulevées contre cette théorie par E. de Beaumont, Delesse, sont tombées d'elles-mêmes, devant les

---

(1) *Daubrée* : Annal. des mines, t. XII, 1857, p. 309.

progrès de nos connaissances sur les dénudations. Les observations de M. Michel-Lévy (1) sur les granites du Beaujolais (Fleurie, etc), l'ont amené à des résultats analogues. Les différences de profondeur auxquelles ces phénomènes de cristallisation et de métamorphisme se sont opérés, me paraissent même constituer une des principales différences entre le métamorphisme de contact et le métamorphisme régional.

Les eaux suréchauffées qui ont déterminé la recristallisation de divers silicates dans certaines régions de métamorphisme régional, loin de toute éruption, sont nécessairement des eaux d'infiltration, qui doivent leur élévation de température à la transformation en chaleur de certaines actions mécaniques, et surtout à leur pénétration dans les profondeurs (2). La température croit si rapidement à mesure que l'on descend vers l'intérieur du globe, que l'eau, comme l'a fait remarquer M. Daubrée (3), atteint nécessairement des régions où, sous la pression qu'elle supporte, elle doit s'échauffer beaucoup au delà de la température à laquelle elle entre en ébullition, sous la simple pression atmosphérique.

Par contre, les eaux suréchauffées qui sont arrivées avec le granite et ont déterminé la recristallisation des divers sédiments au contact, ont pu conserver leur température et leur pression jusque près de la surface. Cette eau est en effet arrivée suréchauffée des profondeurs vers la surface, montant à travers les pores et les joints de roches spongieuses; il

(1) *Michel-Lévy* : Roches du Beaujolais, Bull. soc. géol. de France, 3e sér., t. XI, 1883, p. 275-277.

(2) D'aprés Delesse (B. S. G. F., 2e sér., t. XV, p. 748), l'eau atmosphérique imprègne la croûte terrestre sur une épaisseur supérieure à 8 kil. On a d'autre part, une preuve directe en Bretagne même, de la pénétration de l'eau de carrière à plus de 100 mètres, dans les parties décomposées du célèbre filon du Huelgoat, qui sont changées en ocre et hydrosilicates avec argent natif, chloruré et chloro-bromuré, jusqu'à cette profondeur.

(3) *Daubrée* : Annal. des mines, t. XII, 1857, p. 307.

faut donc admettre ici encore, avec M. Daubrée (1), que les lois de la pression hydrostatique ne lui sont pas applicables, comme elles le seraient si l'eau remontait librement dans une crevasse. Le magma granitique a donc pu conserver sa pression et par suite sa température, jusqu'à une faible distance de la surface.

La distance de la surface à laquelle le granite s'est arrêté a été à priori très variable; l'irrégularité de contours des masses granitiques nous empêche malheureusement de l'évaluer, par des coupes à l'échelle des régions dénudées. Ces coupes nous permettent cependant de mesurer pour les assises sédimentaires siluro-devoniennes associées aux roches éruptives, quelle a été l'étendue approximative de la dénudation superficielle; elle n'a guère été inférieure à 1 kil., comme je le montrerai plus tard dans un mémoire spécial. L'abondance, récemment signalée par M. Thürach (2), de grains de zircon, staurotide, anatase, brookite, dans les terrains secondaires et tertiaires du bassin parisien, prouve d'une façon indépendante la quantité des débris clastiques formés depuis l'époque carbonifère, aux dépens des roches bretonnes.

L'influence d'eaux chlorurées, surchauffées, sur les roches traversées par le granite lors de son injection, est celle qui explique le mieux comment des roches fossilifères, d'origine indiscutablement sédimentaire, sont aujourd'hui formées de silicates anhydres et cristallisés, sans avoir été déformées ni notablement ramollies. De telles eaux, pénétrant sous pression et imbibant des couches de grès, de schiste, de calcaire, ont

---

(1) *Daubrée* : Etudes synthétiques de géol. expérim., Paris, 1879, p. 230.

(2) *H. Thürach* : Ueber das Vorkommen mik. Zirkone und Titan-Mineralien in den Gesteinen, Verhandlungen der phys. medic. Gesellschaft zu Würzburg, Bd. XVIII, 1884, n° 10.

8

dû mettre en jeu les affinités chimiques et favoriser les mouvements moléculaires; elles ont pu faire naître ainsi tranquillement, en certains points de ces roches, des cristaux de quarz et d'autres silicates, dont la nature ne dépendait que de la composition chimique initiale du sédiment, et peut-être de la température de l'eau dont il s'imbibait. Lorsque des substances minérales sont tenues en dissolution dans l'eau, on sait combien les actions moléculaires s'exercent librement : la cristallisation actuelle d'oxydes, carbonates, sulfates, etc. dans des terrains superficiels perméables, en sont des preuves suffisantes.

Le pouvoir dissolvant des eaux injectées par le granite allait en s'affaiblissant avec sa pression et avec sa température, à mesure qu'elles s'éloignaient du granite. On comprend ainsi pourquoi les anneaux métamorphiques concentriques qui entourent une même masse de granite ne dérivent pas par transformation les uns des autres, mais sont nés tels quels suivant leurs distances du granite. On conçoit de même que ces eaux ont dû pénétrer plus facilement et plus loin dans certains sédiments que dans d'autres, suivant leur perméabilité, et leur composition chimique, formant ainsi des auréoles influencées, d'étendue inégale pour les différents sédiments. Ainsi se confirme l'idée ancienne de Durocher (2) que les modifications de contact opérées au sein de masses solides sont le résultat de déplacements moléculaires qui ne se produisent pas dans les circonstances ordinaires, mais qui ont lieu dès que se trouvent réalisées les conditions qui permettent de se développer aux forces de cristallisation ou d'affinité.

---

(1) *Rosenbusch* : Die Steigerschiefer, Strasbourg, 1877.

(2) *Durocher* : Bull. soc. géol. de France, 2e sér., t. VII, 1850, p. 279.

Résumé.

Je terminerai en rappelant sommairement les faits observés, indépendamment des considérations précédentes sur l'origine du granite de Rostrenen, et sur la nature des réactions qui se sont produites à son contact.

Le granite porphyroïde (granitite) de Rostrenen y a fait éruption au commencement de l'époque carbonifère ; il a métamorphisé au contact les couches encaissantes, du cambrien au carbonifère, et y a poussé des apophyses de structures très variées.

Ces apophyses minces sont les suivantes : 1° filons identiques au granite massif, 2° filons moniliformes formés de macles d'orthose alignées, 3° filons à grains fins pseudo-porphyriques, 4° filons de porphyroïdes schisteuses du type ardennais, 5° filons moniliformes de matières liquides et de gaz.

Les modifications des divers sédiments paléozoïques au contact du granite sont variées, au point de vue de leur amplitude et de leurs résultats. Les strates de composition chimique différente sont inégalement sensibles à l'action de contact du granite. Pour chaque étage sédimentaire, les modifications présentent des caractères spéciaux, constants et progressifs, à mesure qu'on approche du contact du granite. L'étude stratigraphique et minéralogique des divers étages siluro-dévoniens, montre des niveaux fossilifères, pour la plupart loin du granite, qui perdent généralement leurs fossiles et deviennent cristallins en approchant du contact. Ces sédiments métamorphisés conservent cependant leur individualité ; les lits alternants de schistes et de grès, les différents lits schisteux eux-mêmes, sont reconnaissables pour l'œil exercé qui a pu suivre leurs transformations pas à pas, jusque dans les faisceaux les plus métamorphisés et recristallisés : certains noms donnés par les auteurs aux

schistes chargés de chiastolithe, au contact du granite (macline, schiste maclifère, schiste glanduleux, cornubianite, hornfels, leptynolithe, pierres cornées, etc.), sont ainsi en relation avec la composition originelle de ces schistes.

Les modifications de contact symétriques et concentriques ne sont constantes que pour un sédiment donné, de composition chimique uniforme. Des roches de composition chimique différente présentent au contact d'une même masse de granite, des phénomènes métamorphiques différents ; des cristaux de l'auréole externe des unes pouvant se former dans l'auréole interne des autres, et réciproquement.

Les différences que présente un même schiste dans ses diverses auréoles, concentriques au contact, et qui sont dues en chaque point à la force variable exercée par le granite sur les actions moléculaires, sont beaucoup moins importantes que les différences dépendant de la composition chimique des sédiments influencés.

Les *schistes cambriens* du Finistère, comme ceux de l'Allier et ceux de l'Espagne, ont une composition chimique telle, que le développement du mica noir a été leur modification favorite la plus générale : on la suit jusqu'à 1000 m. du contact ; ce n'est qu'en approchant très près du granite, qu'on voit des bancs micacés à chiastolithe alterner avec des bancs micacés.

Les *grès armoricains*, comme ceux qui alternent avec les schistes des terrains silurien supérieur et devonien inférieur de la région, restent toujours reconnaissables et distincts des schistes, même quand ils sont en lits de quelques millimètres. Ils se transforment, au voisinage du granite, en quarzites micacés, quarzites sillimanitisés et quarzites feldspathisés, gneissiques, disposés concentriquement au contact. Les grès ne sont pas aussi sensibles que les schistes à l'action du granite, les modifications s'étendent rarement jusqu'à 50 m. du contact.

Les *schistes d'Angers*, plus sensibles que les schistes cambriens, montrent un développement de chiastolithe jusqu'à 4000 m. du contact : on n'y trouve à cette distance aucune trace du mica noir, ce n'est qu'en approchant du granite qu'on voit le mica noir s'associer à la chiastolithe. L'analyse quantitative des roches pourra seule dire les différences initiales qui existaient entre ces roches, mais on peut signaler dès à présent des différences que le microscope permet de saisir : ainsi les grains de quarz sont plus abondants dans le schiste cambrien non modifié que dans le schiste silurien, l'élément phylliteux est ici assez répandu pour paraître exister presque seul dans certaines préparations. Au contact du granite, le grenat, le fer titané en lamelles hexagonales, se développent aussi dans ces schistes siluriens ; mais, pas plus que les chiastolithes, ils n'ont dérangé en se formant les feuillets, ni les fossiles de la roche. L'apparition du fer titané dans ces schistes coïncide avec la disparition de l'acide titanique à l'état de rutile en aiguilles, à mesure que l'influence du granite se fait sentir. Le grenat se développe parfois au contact, à l'exclusion de l'andalousite.

Le *silurien supérieur*, formé par des strates alternantes variées, mais minces et très altérées, est dans des conditions peu favorables à l'étude. Les psammites passent à des quarzites micacés ; les schistes charbonneux et pyriteux passent à des schistes chargés de lamelles de graphite, d'oligiste, de fer titané, et présentent en outre des cavités spéciales caractéristiques. Les lits de minerais de fer à l'état d'hématite sont transformés en chamoisite et en fer oxydulé.

Les *schistes devoniens de Plougastel* présentent, comme modification locale, l'apparition d'une clintonite indéterminée, en rosettes, mais nous n'avons pas de raisons pour rapporter sa formation à l'influence du granite. Au contraire, on voit apparaître graduellement, en approchant du granite, les minéraux ordinaires des schistes métamor-

phiques, mica noir et chiastolithe, mais accompagnés en outre de sillimanite, grenat?, cordiérite, inconnus dans les autres schistes de la région, soumis pourtant aux mêmes pressions et à l'action du même granite. Les schistes et quarzites de Plougastel se transforment alors en roches diverses, décrites successivement sous les noms de schistes à andalousite, schistes glanduleux, grauwackes micacées, leptynolithes, leptynolithes grenatifères, et quarzites micacés.

Les *schistes de Chateaulin* présentent des modifications qui rappellent celles des schistes d'Angers ; on ne saurait s'en étonner, car la ressemblance de ces schistes ardoisiers est telle, qu'on les avait toujours identifiés jusqu'à M. Guillier. Au voisinage du granite, la chiastolithe s'est développée dans ces schistes comme dans ceux d'Angers, aussi bien que le mica noir ; l'étendue influencée est toutefois beaucoup plus restreinte, les cristaux de chiastolithe sont en outre constamment plus petits, plus clairsemés.

En outre des modifications précédentes, dues au métamorphisme de contact, les sédiments paléozoïques de la région parcourue en présentent d'autres que nous avons pu en distinguer, et qui sont attribuables au métamorphisme *normal*, *régional* ou de *dislocation*. Les strates de cette région sont en effet très redressées, plissées, laminées et disloquées, indépendamment du granite. En dehors du développement secondaire du quarz, dépourvu des inclusions liquides en files continues, les produits les mieux caractérisés de cette action sont le développement du chloritoïde dans les schistes verts siluriens, et celui d'une autre clintonite dans les schistes dévoniens. On ne trouve dans ces divers schistes clintonitifères, ni feldspaths, ni micas, ni andalousite ; de plus les oxydes de fer généralement transformés en magnétite dans les schistes métamorphisés au contact du granite, sont restés en grande partie à l'état d'oligiste (à Kergoat, etc.). Notons enfin que

les niveaux les plus sensibles à l'action du métamorphisme de contact (ardoises d'Angers, etc.), ne sont pas ceux qui ont été influencés par le métamorphisme normal, et vice-versa.

Dans la région choisie pour cette étude, les effets du métamorphisme de contact et du métamorphisme normal sont distincts, et ces modifications ont donc dû s'y produire dans des conditions différentes.

Toutes les roches observées au contact du granite porphyroïde de Rostrenen présentent, malgré des différences profondes, des tendances identiques, qui leur donnent un faciès commun. Ces caractères généraux sont la remise en mouvement de la silice, la combinaison d'une partie de cette silice avec l'alumine, la magnésie, le fer, pour former principalement des silicates alumineux anhydres (mica noir, andalousite, sillimanite, grenat almandin, cordiérite), et enfin les changements d'état de l'acide titanique, des oxydes de fer. Il y a lieu, par contre, d'attribuer à des apports mécaniques le développement d'un certain nombre d'éléments, tels que les cristaux de feldspaths, et quelques glandules de quarz.

M. Gosselet présente un certain nombre de fossiles des grès de Jeumont qui lui ont été envoyés par M. **Morin**, Directeur de la Société Anonyme des carrières de grès de Jeumont. Ce sont trois gros fragments du *Dictyophyton tuberosum* et en outre :

Rhynchonella pleurodon Phill.
Cuculaea amygdalina Phill.
Mytilus Damnoniensis Phill.
Avicula Damnoniensis Phill.
Cypricardia nov. sp.
Aviculo pecten Juliae de Kon.

Les Rhynchonelles se rencontrent en très grande quantité au-dessus du banc des schistes de 1m d'épaisseur (1).

(1) *Ann. soc. géol. du Nord*, t. XI, p. 79.

La *Cucullaea amygdalina* se trouve au-dessus comme en-dessous du même banc.

Les autres lamellibranches ont été recueillies à 15^{m} en-dessous du même banc dans le grès dont on fait des pavés.

M. Achille Six fait la communication suivante :

Les **Dinosauriens de Bernissart.**

Suite des analyses des travaux de M. **L. Dollo** (1), *par M.* **Achille Six.**

La dernière note que M. Dollo a publiée sur les Iguanodons de Bernissart traite de deux sujets bien différents, mais aussi bien intéressants, touchant l'anatomie de ces animaux. Un exemplaire de la seconde espèce, *Iguanodon Mantelli*, dont le montage est terminé, lui a fourni l'occasion de faire d'importantes observations sur l'ostéologie de ces fossiles ; d'autre part la considération des crânes des deux espèces lui a permis d'acquérir de nouvelles idées générales sur leur myologie.

Nous avons déjà dit (2) en quoi *I. Mantelli* Ow. différait de *I. Bernissartensis* Boulenger. Nous ajouterons que la première espèce semble avoir une vertèbre dorsale de moins et une lombaire de plus que la seconde (3).

Le professeur Marsh a constaté dans deux genres de *Sauropoda* l'existence d'une paire de petits os attachés aux occipitaux, placés derrière le *foramen magnum* et recouvrant les pièces latérales de l'atlas de manière à protéger en ce point la moëlle épinière ; il leur a donné le nom de post-

(1) *L. Dollo* : Cinquième note sur les Dinosauriens de Bernissart. Bull. du Musée royal d'Hist. nat. de Belgique, t. III, 1884, p. 129-146, pl. VI et VII.

(2) Ann. soc. géol. du Nord, t. X, p. 36.

(3) Comparer Ann. soc. géol. du Nord, t. XI, p. 9.

occipitaux en constatant que leur position correspond à celle des muscles petits droits postérieurs de la tête, mais sans en déterminer la valeur morphologique. M. L. Dollo a retrouvé ces os post-occipitaux chez *I. Mantelli* et, après avoir montré qu'ils ne sont ni les homologues de la plaque mucale de l'esturgeon ou de l'os mucal du cormoran, ni de nouveaux os inconnus jusqu'à ce jour chez le reste des vertébrés, il prouve qu'ils coïncident avec le proatlas, cette vertèbre nouvelle dont M. P. Albrecht a signalé l'existence entre l'occipital et l'atlas de l'*Hatteria* (Rhynchocéphales) et des Crocodiles. La comparaison des crânes de quatre dinosauriens, Diclonius (1), Diplodocus (2), Ceratosaurus (3), a suggéré à M. Dollo l'idée que les grandes différences qu'ils présentent entre eux pourraient avoir leur cause dans le plus ou moins grand développement de certains muscles de la tête. C'est ainsi que chez les mammifères carnivores actuels, où le muscle temporal et le masséter sont les plus puissants des quatre paires de muscles éleveurs de la mandibule, et où les ptérygoïdiens interne et externe sont faibles et à peine distincts l'un de l'autre, on observe sur le crâne une *forte* crête sagittale, une apophyse coronoïde *longue* et *massive*, une fosse temporale *énorme*, une arcade zygomatique *haute* et franchement *recourbée*, une fosse massétérienne *profonde*, des ptérygoïdiens affectant la forme de *stylets très grêles*. Chez les Ruminants, au contraire, chez lesquels les temporaux sont faibles, les masséters un peu plus volumineux pourtant, mais beaucoup moins puissants que chez les Carnassiers et par contre les ptérygoïdiens bien développées, on ne retrouve *plus* sur le crâne de crête sagittale, l'apophyse coronoïde est devenue *très grêle*, la fosse temporale *petite*, l'arcade zygomatique *très mince* et *presque droite*, la

---

(1) Voir Ann. soc géol. du Nord, t. XI, p. 10.
(2) Voir Ann. soc. géol. du Nord. t. XI, p. 287.
(3) Voir Ann. soc. géol. du Nord, t. XI, p. .

fosse massétérienne *nulle*, mais les ptérygoïdiens y ont la forme de hautes lames osseuses. De même chez les Reptiles, où le masséter est fusionné avec le temporal, nous verrons les temporaux prédominer chez les Lacertiliens (Caméléon), dont le crâne portera dès lors une *forte* crête sagittale, une apophyse coronoïde *bien* développée, des fosses supratemporalas largement *ouvertes*, des ptérygoïdiens faibles en forme de *minces* lames *parallèles* au plan médian du crâne; de plus, on n'y observe *pas* de fontanelle mandibulaire. Chez les Crocodiles (Alligator), au contraire, où les ptérygoïdiens internes prédominent, il n'y a *pas* de crête sagittale, *pas* d'apophyse coronoïde, les fosses supratemporales sont *fermées*, les ptérygoïdiens sont de *larges* lames *perpendiculaires* au plan médian du crâne; on observe *une* fontanelle mandibulaire.

Quelles sont les causes de ces différences de structure ostéologique toujours en rapport avec le degré de puissance des muscles? Elles sont différentes chez les Mammifères et chez les Reptiles.

Chez les Mammifères elles sont dues à la nutrition. Le mouvement vertical des mâchoires des Omnivores est exécuté avec une perfection spéciale par les Carnassiers. Le mouvement horizontal des mâchoires qui triturent atteint son plus haut degré chez les Ruminants, où il est latéral et chez les Rongeurs où il est antéro-postérieur. C'est ainsi que tous les anciens Ongulés, et tout particulièrement l'*Anoplotherium*, étaient omnivores. Mais avec l'apparition des Graminées à la fin de l'époque éocène, les ptérygoïdiens prédominent et le mouvement horizontal des mâchoires nous indiquera des types plus différenciés que les Omnivores.

Les causes de ces différences de structure ostéologique sont tout autres chez les Reptiles et en général les Sauropsides. Les muscles temporaux prédominent chez les Crocodiliens Mesosuchia, les muscles ptérygoïdiens chez les Eusu-

chia. Les os ptérygoïdiens se sont étendus en lames d'une grande surface pour reculer les chorues vers l'occiput et leur faire occuper la position que nous leur connaissons dans les Crocodiles actuels. En un mot, la prédominance des muscles ptérygoïdiens sur les muscles temporaux est due chez les Crocodiliens à la transformation des Mesosuchia en Eusuchia.

L'*Iguanodon* et le *Diclonius* se comportent comme le Teléosaure et le Caméléon ; ils ont *une* crête sagittale, une *forte* apophyse coronoïde, des fosses supratemporales *largement ouvertes*, des ptérygoïdiens ayant l'aspect de lames *minces parallèles* au plan médian du crâne ; ils *manquent* de fontanelle mandibulaire.

Le *Diplodocus* et le *Ceratosaurus*, au contraire, n'ont *pas* de crête sagittale, *pas* d'apophyse coronoïde, ils ont des fosses supra-temporales presque *fermées*, des ptérygoïdiens très *larges* ; une fontanelle mandibulaire.

L'Iguanodon mâchait donc surtout à l'aide de ses muscles temporaux et pourtant il était herbivore ; le Cératosaurus se servait surtout de ses muscles ptérygoïdiens bien qu'il fût carnivore. C'est que les différences ostéologiques que nous observons dans ces crânes de Dinosauriens ne tiennent pas à la différence de nutrition, mais sont d'un ordre analogue à celui des causes qui ont produit ces mêmes effets chez les Crocodiliens. L'Iguanodon et le Diclonius seraient des formes peu modifiées, Ceratosaurus et Diplodocus des types spécialisés.

Pour le Diplodocus en particulier on peut soupçonner la cause de cette spécialisation. Les narines de ce Dinosaurien occupent au sommet de la tête une position qui rappelle celle des évents des Cétacés. Elles sont arrivées, comme chez ces derniers, à occuper cette situation par concentration de la région post-nariale du crâne, concentration qui a eu pour effet de réduire les fosses temporales et, par suite, les mus-

des temporaux; les muscles ptérygoïdiens ont donc dû remplir leurs fonctions.

On ne sait ce qu'on doit le plus admirer, de la sagacité ou de la rigueur des déductions de M. Dollo; en tous cas, la connaissance des parties molles des Iguanodons, acquise sur les données fournies par les parties squelettiques, nous fournira des éléments précieux pour la restauration de la physionomie générale de l'animal.

M **Gosselet** présente de la part de l'auteur la note suivante :

Travaux de sondage en Hainaut,

par M. Cambessedès.

Il n'y a pas eu de travaux de recherches dans les terrains non concédés de la Province du Hainaut, pendant l'année 1883, non plus que dans les quatre années précédentes.

Les gisements houillers concédés ont été l'objet de nombreuses reconnaissances, faites par puits, galeries et sondages.

Le charbonnage de Blaton a continué le sondage n° 22, commencé à la fin de 1883 et en a entrepris deux nouveaux, portant les nos 23 et 24.

Le sondage n° 22, situé sur le territoire de la commune de Bernissart, près de la limite de Harchies, entre la chapelle du Fraity et la ferme du Préau, a recoupé les terrains suivants :

	Epaisseur — m. c.	Profondeur — m. c.
Terre sableuse labourable.	0 25	00 00
Sables ferrugineux	0 20	0 25
Sables gris mouvants	1 60	0 45
Sables verts mouvants (Landénien) . . .	30 65	2 05
Craie blanche.	86 40	32 70
Craie grise	8 05	119 10
Craie grise avec silex (Fortes toises) . .	12 15	127 15
Dièves verdâtres.	0 25	139 30
Craie grise et silex	12 75	139 55
Dièves verdâtres.	94 95	152 30
Meule	33 75	247 25

Le sondage n° 23, situé sur Harchies, à l'est de la machine à feu du canal et à 150 mètres au midi du forage n° 17, a rencontré les terrains ci-après indiqués :

	Epaisseur	Profondeur
Terre sableuse labourable	0 25	00 00
Dièves jaunâtres et gravier	4 75	0 25
Dièves verdâtres.	11 60	5 00
Gravier aquifère (Tourtia).	2 30	16 60
Sable verdâtre (Meule).	0 65	18 90
Meule cohérente.	2 60	19 55
Sable graveleux roussâtre (Base de la meule)	1 00	22 15
Argile sableuse avec lignite	1 95	23 15
Sable aachénien.	3 60	25 10
Sable aachénien plus grossier.	0 60	28 10
Phtanite schisteux	5 10	28 70
Roc noir	31 20	33 80
Phtanite	4 35	65 00

Le sondage n° 24, situé également sur Harchies, à 450 m. au midi du précédent et à 150 m. à l'est du canal de Pommereuil à Antoing, le long de l'ancien chemin de Mons à Condé, a atteint le terrain houiller au niveau de 67m85 et est parvenu à la profondeur de 100 mètres, sans avoir encore recoupé de couche de houille. Voici la liste des terrains traversés, d'après les renseignements fournis par le charbonnage :

	Epaisseur.	Profondeur.
Sables labourables	0 60	00 00
Gravier.	1 00	0 60
Argile jaune et gravier.	1 00	1 60
Argile jaune et gros silex	3 40	2 60
Silex gris	2 00	6 00
Marne verdâtre et collante.	16 00	8 00
Tourtia.	1 00	24 00
Marne verdâtre sableuse	3 00	25 00
Sable gris	1 50	28 00

	Epaisseur	Profondeur
Galets	2 50	29 50
Meule	7 00	32 00
Galets	2 30	39 00
Sable mouvant	2 70	41 30
Argile plastique (lignite à la base) . . .	9 00	44 00
Sable blanc mouvant	3 00	53 00
Sable noir.	0 50	56 00
Argile grise veinée de blanc.	3 50	56 50
Sable blanc	2 00	60 00
Sable noir avec lignite.	3 35	62 00
Banc de lignite	0 15	65 35
Argile jaune	2 35	65 50
Terrain houiller	»	67 85

En vue du creusement d'un nouveau siége d'exploitation, au midi de sa concession, le charbonnage de Boussu a exécuté un sondage de reconnaissance à 250 mètres au sud de son puits nº 6 et à 580 mètres au couchant de ce puits.

Le forage a recoupé le terrain houiller à la profondeur de 76 mètres, et a été arrêté au niveau de 92m51. Il a rencontré les terrains suivants :

	Epaisseur	Profondeur
Argile jaune remaniée avec cailloux . .	0 50	00 00
Marne crayeuse, avec rognons siliceux. . .	0 90	0 50
Cailloux roulés de toutes formes. . . .	0 20	1 40
Marne crayeuse, avec cailloux et coquillages	14 20	1 60
Sable gris-blanc, avec cailloux	1 00	15 80
Sable marneux, avec cailloux.	7 00	16 80
Sable vert aquifère, avec cailloux . . .	0 25	23 80
Marne très dure grise verdâtre	22 85	24 05
Dièves pures	0 50	46 90
Marne calcareuse avec dièves.	4 60	47 40
Sable vert pur	0 70	52 00
Dièves et marnes avec galets noirs et blancs	19 30	52 70
Argile bleu pâle pailletée de mica . . .	4 00	72 00
Terrain houiller.	16 51	76 00

Étude géologique de la ligne de **Mézy** *à* **Romilly,**
par M. **Jannel.**

Description sommaire du tracé.

Cette voie ferrée, en construction, doit relier les deux grandes lignes de Strasbourg et de Mulhouse à une distance de Paris de 100 à 120 kilomètres. Au départ de Mézy, le tracé suit le vallon du Surmelin jusqu'à Artonges, se dirige sur le hameau de Villemoyenne, contourne Montmirail et franchit le Petit-Morin à Courbetaut. Il remonte jusqu'au Gault, puis redescend à Esternay où il franchit le Grand-Morin. Il s'élève à nouveau sur la hauteur entre les Essarts et La Forrestière, s'engage dans le petit vallon de la Nauxe, passe à quelques cents mètres à l'est de Villenauxe, arrive sur Plessis, Périgny, Esclavolles, Conflans, et vient enfin se souder à la gare de Romilly après un parcours de 78 kilomètres.

Jusque près de Villenauxe, la ligne est construite sur des terrains de l'époque tertiaire; de Villenauxe à Romilly elle repose sur la craie blanche.

La Compagnie de l'Est m'a confié dernièrement l'étude géologique de cette ligne. Le peu de temps mis à ma disposition pour présenter cette étude ne me permettant pas de m'arrêter à la recherche des fossiles, je me suis basé pour la détermination des zones sur les caractères lithologiques et sur l'altitude. Mon travail, forcément incomplet, rend compte cependant des conditions géologiques de la contrée parcourue et signale les points remarquables.

Je ne puis reproduire ici les plans et profils à grande échelle que j'ai fournis; je vais énumérer par tranchée l'ensemble des couches géologiques, je résumerai ensuite les caractères généraux de chaque zone tels qu'ils découlent des

données de l'observation. Un profil au 1/80000 joint à cette description en facilitera l'intelligence.

Succession des assises rencontrées.

Alluvien.		a^1	Alluvions anciennes.
Diluvien.		P	Limon des plateaux.
Tongrien.		m_{II}	Sables et grès de Fontainebleau.
Parisien.		e^5	Meulières de la Brie.
		e^4	Glaises vertes.
		e^3	Travertin de Champigny.
		e^2	Travertin de Saint-Ouen.
		e^1	Sables de Beauchamp.
		e_I	Calcaire grossier supérieur.
		e_{II}	Calcaire grossier inférieur.
Suessonien.		e_{III}	Sables du Soissonnais.
		e_{IV}	Argile plastique et lignites.
Senonien.		c^8	Craie blanche.

Relevé des couches par tranchée (1).

GARE DE MÉZY.

a^1 Gravier siliceux, tertiaire, de toutes grosseurs; sable fin quelquefois soudé, blocs de silex meulières blonds ou opales, blocs de grès; mélange de fossiles des argiles à lignites et du calcaire grossier; débris de la craie; galets de silex, marcassites, bélemnites. — Dents d'*Elephas primigenius* ?

e_{II}	Calcaire grisâtre, quarzifère, très dur, avec fossiles marins.	Couches de glissement.
e_{III}	Sables jaunes, quarzeux, sans fossiles.	

e_{IV} Ensemble de petits lits de glaises, de sables et de marnes grises très fossilifères. *Cyrena cuneiformis*, *Cerithium variabile*. Poches de cendres noires très sulfureuses.

K. 2 + 900m.

e_{III} Blocs volumineux de grès blanc, assez tendre, avec enduit siliceux, épars sur le sol.

Tranchée 3 + 300m.

a^1 Mélange de débris détritiques de calcaire pur ou siliceux et de marnes blanches.

(1) Pour chaque tranchée, les couches sont indiquées par ordre de superposition depuis le haut.

e_{II} Débris calcaires et sables avec fossiles marins, *Cardita planicosta*.

e_{III} Sables quarzeux, jaunes.

e_{IV} Glaises et marnes grises très fossilifères, *Ostrea bellovacina*. Cendres noires très sulfureuses.

Tr. k. 4 + 500^m, et 4 + 700^m.

a^1 Limon jaunâtre argilo-sableux.

e_{III} Sable quarzeux jaune et gros rognons de grès blanc.

e_{IV} Argile blanche.

Tr. k. 7 + 500^m.

a^1 Limon jaunâtre, argilo-sableux.

e_{II} Débris de calcaire et sable calcaire avec *Cardita planicosta* et autres fossiles marins (couche de glissement).

e_{III} Sables quarzeux, jaunes.

e_{IV} Glaises et marnes très fossilifères, *Cerithium variabile*, cendres noires très sulfureuses.

Toutes ces couches inclinent fortement à l'est sur le vallon.

STATION DE CONDÉ.

e_{IV} Argile grasse, bleue, dans le fossé.

Tr. k. 8 + 600^m et 9 + 200^m.

e_I Calcaire compact, gris foncé, avec fossiles lacustres et graines de *Chara*, et lits de marne verte.

e_{II} Calcaires très tendres, finement granuleux, jaune-pâle avec nummulites.

Calcaire grisâtre quarzifère, très dur avec fossiles marins.

Sable calcaire avec fossiles marins.

Tr. du moulin de Ragrené, k 10 + 300^m.

e_I {
Marnes vertes et ocreuses.

Calcaires gris avec fossiles lacustres, marnes blanches et calcaires gris avec silex noirs et ménilites empâtés.

Calcaires à cassure esquilleuse avec blocs de silex opales cariés, calcarifères, 0^{m}60.

Lit de silex ménilite verdâtre, jaspé et argile verte, 0^{m}20.

Sable magnésien jaune-pâle brillant, et calcaires magnésiens, géodiques, verdâtres cristallins ou grenus, ou blancs, crayeux, 0^{m}80.

e_{II}
Marnes sableuses, calcaires, pulvérulentes, jaune-pâle, passant à un calcaire très tendre, finement granuleux, avec *Nummulites laevigata?* 0,70.
Marnes sableuses quarzifères gris-jaune avec nombreux fossiles marins, *Cerithium giganteum*, etc., passant à un calcaire granuleux, quarzifère, très dur et très fossilifère, 2m.
Sables calcaires gris-blanc et sables quarzeux jaunâtres avec nombreux fossiles marins, *Cardita planicosta*, *Turritella fasciata*, *Turbinolia*, fragment de carapace de tortue, fragment de tibia d'un très petit mammifère, 0m50.

e_{III}
Lit discontinu d'argile violette avec empreintes végétales, 0m10.
Sables jaunes, quarzeux, à gros grains, sans fossiles.

Une sablière, ouverte à 300m ouest de la ligne, montre :

e_{II} Sables calcaires avec *Cardita planicosta*.

e_{III}
Lit d'argile violette avec empreintes végétales, 0,30.
Sables jaunes, quarzeux, à gros grains, sans fossiles.

Toutes ces couches plongent fortement à l'ouest, vers la vallée.

Tranchée k 11 + 300m.

e_{I}
Marne jaunâtre et débris calcaires.
Blocs disséminés de silex cariés blonds ou opales, calcarifères, avec argile brune.
Calcaires gris foncé avec fossiles lacustres et marnes vertes ou violettes.

Tr. k. 11 + 700m.

e_{I}
Marnes blanches et calcaires gris, compacts, avec fossiles lacustres.
Marnes vertes ou gris-violet et calcaires avec silex empâtés.

Tr. k. 12 + 500m.

e_{I} Marnes blanc-sâle et calcaires gris avec fossiles lacustres.

Tr. k. 13.

e^{2} Gros blocs de calcaire marbré gris-jaune, injecté de silice celluleuse opale, d'aspect meuliériforme.

e_1 { Marnes blanches ou jaunâtres et débris calcaires.
Bancs de calcaire gris avec fossiles lacustres.
Marnes violettes et veine de lignite.
Lit de silex de grosseurs diverses.
Calcaires et marnes jaunâtres.

Tr. k. 13 + 400m.

e^2 Assise épaisse de calcaire marbré, silicifère, meulièriforme et argile brune.

e^1 Ensemble de lits minces de sables roux, quarzeux et d'argiles feuilletées de diverses couleurs avec cordon de nodules de chaux carbonatée fibreuse, 2 m.

e_1 Marnes blanches et jaunâtres.

Tr. k. 13 + 700m.

e^2 Assise épaisse de calcaire marbré, silicifère, meulièriforme et argile brune.

e_1 Marnes blanches et calcaires gris.

Tr. k. 14.

e^2 Assise épaisse de calcaire marbré, silicifère, meulièriforme et argile brune.

e^1 Ensemble de lits minces de sables quarzeux roux, et d'argiles feuilletées de diverses couleurs, 2 m.

e_1 Calcaires et marnes jaunâtres.

Tr. k. 14 + 400m. Halte de Pargny.

e^2 Assise épaisse de calcaire marbré, silicifère, meulièriforme, et argile brune.

Tr. k. 15.

e^2 Calcaire marbré, gris-jaune, avec silex noirs empâtés et couche d'argile brune.

Tr k 15 + 400m et 15 + 700m.

e^2 Massifs épais de calcaires marbrés, gris-jaune et argile brune.

Tr. k. 16 + 700m. Station d'Artonges.

e^3 Poches irrégulières ou amas d'argile brune et de fragments de silex, 0,60.

e^2 { Marne verte formant de cuvettes irrégulières, 0,40.
Ensemble de marnes et de sables parsemés de rognons calcaires devenant plus gros et plus réguliers à la base, 3 m.
Silex opales, cariés et argile brune, au niveau de la plate-forme.

Tr. k. 17 + 700^m.

e^3 Limon brun argilo-sableux et débris de silex.
e^2 Marne verte.

Tr. k. 18 + 100^m.

a^1 Limon brun argilo-sableux. 1 m.
e^3 Lit irrégulier de silex brisés.

e^2 { Marne verte ondulée avec nodules de calcaire magnésien, 0,30.
Veine discontinue d'argile violette et ensemble de marnes vertes et de petits lits calcaires.

Tr. k. 19 + 800^m.

P Limon argileux jaunâtre sillonné de veines grises, 3 m.
e^5 Cordon de gravier de silex carié, blond ou opale avec enduit verdâtre ou bleu-noir velouté.
e^3 Mélange d'argile verte et de silex brisés.

Tr. k. 20 + 400^m.

P Limon argileux, jaunâtre, marbré.
e^5 Cordon de gravier siliceux avec enduit noir.
e^4 Argile verte.

K. 20 + 900^m. Petite carrière à droite :

ι^8 Calcaire marbré, gris-jaune, en partie magnésien.

Tr. k. 21 + 800^m ; 22 + 100^m et 22 + 800^m.

P Limon argileux, jaunâtre.
e^3 Blocs de silex cariés, blonds ou opales, calcarifères, épars à la surface du sol.

Tr. k. 23 + 800^m.

P Limon argileux jaunâtre.
e^5 Cordon de gravier siliceux noir.

e^3 { Débris de silex cariés, blonds ou opales et argile brune.
Massifs et fragments de calcaire marbré, gris-jaune, compact, affecté de fissures de retrait et, en quelques points, argile brune ou verte.

Tr. k. 24 + 500m.

e^3 Blocs de silex cariés, blonds ou opales, calcarifères et argile brune.

e^2 { Couche discontinue d'argile bleue ou noire.
Massifs et fragments de calcaire marbré gris-jaune avec lit de silex opale et couches de sables quarzeux blancs ou jaunes.
Argile verte, en quelques points.

Tr. k. 25 + 200m.

e^2 { Blocs de silex cariés, opales, calcarifères, meulièriformes et calcaires marbrés avec couches de sables quarzeux jaunes ou d'argile.
Sables quarzeux, argileux, vert-pâle et argile brune (fouille du P. N.).

Tr. k. 25 + 600m. Station de Montmirail.

e^2 { Calcaires silicifères, meulièriformes et argile brune.
Lit de rognons de chaux carbonatée fibreuse, 0,20.
Calcaires et marnes blanches, 0,50.
Marne verte, 0,30.
Calcaire magnésien, géodique, verdâtre, 0,80.
Cordon de silex, 0,10.
Marne jaune-verdâtre, 0,10.
Argile violette, 0,30.
Calcaires et marne blanche, 0,80.
Cordon de silex cariés, 0,10.
Marne blanche et verte et concrétions de calcaire gris avec fossiles lacustres, 1m.
Calcaire lacustre, petits lits et gros bancs, 1m.
Marnes jaunâtres, 0,60.
Calcaire avec fossiles lacustres et marne verte, 1m50.

Tr. k. 26 + 600m, du parc de Montmirail.

e_3 { Marnes blanches et violettes et calcaires gris avec fossiles lacustres et silex noirs, 4m.
Ensemble de marnes vertes et blanches et de lits de nodules calcaires, 2m.
Calcaire magnésien, géodique, verdâtre avec parties blanches pulvérulentes et marnes blanches, 4m.
Marne jaunâtre, 0,60.

e^1 { Banc de calcaire gris parsemé de grains de quarz, 0,30.
Sable fin, quarzeux blanc, verdâtre à la base, avec feuillets d'argile et rognons tuberculeux de grès blanc, 1m20.

e_1 Marne blanche et rognons calcaires.

Tr. k. 28.

e_1 { Poches d'argile brune avec blocs de silex cariés, opales, calcarifères, meuliériformes, passant au calcaire.
Pointements ou dômes de calcaires gris avec sables jaunes, quarzeux.
Marne blanche et calcaire magnésien, géodique, verdâtre, cristallin.

Tr. k. 28 + 900m.

e_1 { Assise épaisse de calcaire silicifère, meuliériforme, avec argile brune, 3 m.
Calcaires gris avec fossiles lacustres et silex noirs empâtés et marnes vertes, violettes, 2 m.
Calcaire magnésien, géodique, verdâtre, cristallin, et marnes blanches et vertes.

Tr. k. 29 + 400m.

e_1 { Assise de calcaire silicifère, meuliériforme.
Calcaire gris avec fossiles lacustres et silex empâtés, et marne verte.

Tr. k. 29 + 900m.

e^2 { Assise de silex cariés, opales calcarifères, meuliériformes et argile brune, 1m.
Lit de calcaire cristallin verdâtre, 0,10.
Marnes blanches parsemées de concrétions de calcaire lacustre devenant plus régulières à la base, avec silex empâtés, 2m.
Marnes vertes, 1,50.
Marnes jaunâtres et petits lits calcaires, 3m.
Calcaire gris avec fossiles lacustres, 2m.
Marnes blanches et calcaire magnésien, géodique, verdâtre avec parties blanches pulvérulentes, 3m à 4m.

e^1 { Banc de calcaire gris, parsemé de grains de quarz, 0,30.
Sables fins, quarzeux, blancs, 1,20.

Tr. k. 30 + 400^{m}.

e^2
- Assise épaisse de calcaire silicifère, meulièriforme et argile brune, 1^{m}.
- Banc de chaux carbonatée, fibreuse, 0,30.
- Calcaire compact gris, lacustre, en grosses concrétions géodiques, avec gros silex empâtés et marnes blanches, 4^{m}.
- Argile violette discontinue, 0,30.
- Lit de silex, 0,20.
- Marnes vertes et calcaires gris avec fossiles lacustres.

Tr. k. 30 + 800^{m}.

e^2
- Assise de calcaire silicifère, meulièriforme, 1^{m}.
- Banc de chaux carbonatée fibreuse, 0, 30.
- Marnes blanches et violettes et grosses concrétions de calcaire gris, lacustre, géodique, avec silex empâtés.

Tr. 31 + 700^{m}.

e_2
- Blocs de calcaire silicifère, meulièriforme, et argile brune.
- Banc de chaux carbonatée fibreuse. Ce banc se multiplie, forme plusieurs lits d'une épaisseur ensemble de 2^{m}50, renfermant de la marne verte et du calcaire.
- Massifs de calcaire gris, lacustre, avec silex empâtés et marnes blanches.

Le banc de chaux carbonatée fibreuse apparaît sur le sol avec une épaisseur de 0,60 jusqu'au kil. 32 + 100^{m}.

Encaissement du chemin du *P. I.*, k. 32 + 500^{m}.

e^3
- Calcaires silicifères, meulièriformes et argile brune, 2^{m}.
- Marnes blanches et petits lits calcaires, puis gros bancs à la base 2^{m}50.

e^2 Marnes vertes et calcaires magnésiens verdâtres.

Tr. k. 32 + 800^{m}.

e^3
- Blocs et débris de silex avec sable quarzeux, 2^{m}.
- Calcaire magnésien verdâtre, grenu ou fibreux et marne verte, 2^{m}50.

Tr. k. 33 + 600^{m}.

P Limon argileux jaunâtre, sillonné de veines grises et sable argileux.

e^5 Gravier siliceux noir.

e^3 Blocs de silex cariés, blonds, à 1^{m} sous rail.

Tr. k. 34 + 500ᵐ.

p Limon argileux jaunâtre, marbré, 3ᵐ.

e^5 Lit de gravier siliceux noir.

e^4 Argile verte.
Marne blanche et petits lits calcaires.

Tr. k 35 + 100ᵐ.

p Limon argileux et argilo-sableux jaunâtre, marbré, 2ᵐ.

m_{III} Blocs de grès blanc assez tendre, avec enduit siliceux, et sables quarzeux.

e^5 Lit de gravier siliceux, noir.

e^4 Argiles ou marnes vertes et blanches.

Tr. k. 35 + 700ᵐ. Station du Gault.

p Limon argilo-sableux, jaunâtre, marbré.

m_{III} Banc discontinu de grès blanc et sables quarzeux.

e^5 Lit discontinu de gravier siliceux, noir.

e^4 Argile verte s'arrêtant contre les calcaires.

e^3 Calcaires en lits plus ou moins réguliers, magnésiens, jaunâtres, marbrés.

Tr. k. 36 + 700ᵐ.

p Limon jaunâtre, marbré, argileux, devenant quarzeux et rouge à la base, 3ᵐ.

Tr. k. 37 + 200ᵐ.

p Limon argilo-sableux jaunâtre, marbré.

m_{III} Blocs de grès blanc.

e^3 Poches d'argile rouge et blocs de silex cariés blonds et opales, 2ᵐ à 3ᵐ.
Rognons de calcaire magnésien jaunâtre semi-cristallin ou blanc pulvérulent.
Marne verte.

Tr. k. 38 + 100ᵐ.

p Limon argileux jaunâtre, marbré, 2ᵐ50.

e^3 Blocs et accumulations de silex cariés blonds ou opales, et argile brune, 2ᵐ.

Ces silex se chargent de calcaire et passent au calcaire marbré.

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

RÈGLEMENTS

Le 11 Février 1870, quelques auditeurs du cours de Géologie de la Faculté des Sciences de Lille se réunirent sous la présidence de leur Professeur, pour fonder une *Association pour l'étude de la géologie dans le département du Nord*. Leur grande préoccupation était de se procurer des livres où ils pussent suivre les progrès de leur science favorite. Assistaient à cette première séance : MM. J. Gosselet, Décocq, J. Ortlieb, E. Chellonneix, H. Debray, G. Lecocq, E. Savoye, P. Hallez, V. Godefrin, Tilmant, Em. Wicart, Em. Walker, R Laloy J Ladrière, Ad. Rigaut et B. Corenwinder. M. Ch. Barrois vint quelques mois plus tard s'adjoindre à ces Membres fondateurs de l'Association. La création d'une Bibliothèque commune qui avait été leur première pensée, amena tout naturellement quelques-uns des plus dévoués à entretenir leurs Confrères des richesses qui s'y accumulaient; l'analyse des travaux récents prit une grande partie des premières séances, mais en même temps les chercheurs et les travailleurs, ne se contentant plus de

lire dans les livres, observaient pour leur compte, écrivant les résultats de leur labeur dans les *Mémoires* de la Société des Sciences, de l'Agriculture et des Arts de Lille, dans le *Bulletin scientifique, historique et littéraire du département du Nord*, etc. Malgré la bienveillante hospitalité qui leur était ainsi offerte, ils se trouvaient à l'étroit et le besoin d'une publication spéciale à l'Association se fit bientôt sentir. Il vint, de plus, un temps, où les géologues étrangers au département du Nord, et même à la France, briguèrent l'honneur de grossir le noyau scientifique qui germait à Lille. Alors le 15 Mai 1873, l'Association, d'abord obscure et timide, se transforma en *Société géologique du Nord*, et élargit son cercle d'études en même temps que l'étendue de ses relations. En 1874 paraissait le premier volume de ses *Annales*, renfermant le court résumé des travaux de ses Membres depuis la fondation de l'Association. Depuis lors aux *Annales*, dont un volume paraît chaque année, on fut obligé d'adjoindre des *Mémoires* pour insérer les recherches de longue haleine; ces publications, répandues maintenant dans toute l'Europe entière, en Amérique, en Australie, au Japon, ont porté partout le nom de la *Société géologique du Nord* et s'échangent avec les annales scientifiques de toutes les langues.

La petite Bibliothèque, si chère aux Membres de l'Association, et qu'ils grossissaient avec tant de peine et d'argent, est devenue la principale richesse de la Société, bien qu'elle ne soit plus, comme jadis, sa seule préoccupation. La publication de Mémoires originaux ou d'analyse critique des travaux les plus récents absorbent maintenant presque toutes ses ressources, car l'étude de la géologie de la région du Nord ne suffit plus à son activité: On peut lire dans ses *Annales* des mémoires sur la géologie de toutes les parties du monde.

Règlement constitutif

Voté dans les séances du 15 *Mai* 1873 *et du* 20 *Décembre* 1876.

Art. 1[er]. — Les soussignés se réunissent en Association qui prendra le titre de : *Société géologique du Nord*. Elle a pour objet principal l'étude de la géologie de la région du Nord.

Art. 2. — Le siège de la Société est fixé à Lille, auprès de la Faculté des Sciences.

Art. 3. — La Société reçoit les communications scientifiques que ses Membres veulent bien lui faire. Elle s'interdit absolument toute dissertation politique, économique, philosophique ou religieuse.

Art. 4. — La Société se compose de Membres titulaires, demeurant dans la circonscription académique de Douai, de Membres associés et de Membres correspondants.

Art. 5. — Pour devenir Membre titulaire ou correspondant, les Candidats doivent adresser au Bureau une demande écrite et appuyée par deux Membres titulaires. Cette demande n'est présentée à la Société qu'après avoir été prise en considération par le Bureau et l'élection a lieu dans la séance suivante.

Art. 6. — Pour être élu Membre associé, il faut être présenté par un Membre titulaire et admis en séance, après un rapport d'une Commission spéciale composée de trois Membres

qui aura à examiner les travaux scientifiques du Candidat. Sur un rapport du Bureau, la Société pourra accorder le titre de Membre associé, au titulaire qui aura fait partie de la Société pendant trois ans et qui aura quitté la circonscription académique.

Art. 7. — Tout nouveau Membre titulaire ou correspondant doit un droit d'entrée de cinq francs.

Art. 8. — La cotisation annuelle des Membres titulaires ou correspondants est fixée à 10 francs. Elle est exigible dès le commencement de l'année.

Tout Sociétaire pourra racheter ses cotisations par le versement d'une somme de deux cents francs et sera Membre donateur. (*Vote du* 25 *Février* 1885.)

Art 9. — Un Membre peut être rayé de la Société, s'il cesse de payer sa cotisation ou s'il ne remplit pas les engagements pris en vertu de l'article 13.

Les radiations sont proposées par le Bureau et décidées en séance.

Art. 10. — La Société se réunit de droit deux fois par mois, sauf pendant les vacances. Elle peut avoir des séances extraordinaires.

Art. 11. — Toutes les décisions concernant l'administration de la Société ou le choix des livres qui doivent composer la Bibliothèque se prennent en séance et à la pluralité des voix.

La dissolution de la Société ne peut être prononcée qu'à la majorité des deux tiers des Membres. Elle le serait de droit si le nombre des Membres devenait inférieur à quatre pendant un an.

Art. 12. — La Société forme une Bibliothèque composée de livres qui traitent de la géologie ou des sciences se rapportant à la géologie.

Cette Bibliothèque est à la disposition de tous les Membres titulaires de la Société, qui seuls peuvent recevoir les livres en prêt.

Art. 13. — Les Membres de la Société prennent un engagement d'honneur de se conformer au règlement pour l'emprunt des livres et de réparer les détériorations qu'ils auront accidentellement causées.

Art. 14. — En reconnaissance des services que la Faculté rend à la Société, il est convenu qu'en cas de dissolution la Bibliothèque devient la propriété de la Faculté.

Art. 15. — Le Bureau de la Société se compose de :

Un Président,
Un Vice-Président,
Un Secrétaire,
Un Trésorier,
Un Bibliothécaire.

Le Bureau est renouvelé tous les ans dans le courant de Janvier et ses Membres sont rééligibles, sauf le Président.

Le vote a lieu au scrutin secret et les Membres qui ne peuvent assister à la séance peuvent voter par correspondance pour le Président et le Vice-Président.

M. Gosselet, fondateur de la Société, fait de droit partie du Bureau avec le titre de Directeur.

Art. 16. — Il est adjoint au Bureau pour les décisions importantes un Conseil composé de trois Membres et renouvelé tous les ans par tiers. Les Membres sortants ne sont pas rééligibles immédiatement. (*Vote du* 16 *Janvier* 1884.)

Art. 17. — Les Membres correspondants, c'est-à-dire résidant en dehors de la circonscription académique ne peuvent pas être élus Membres du Bureau ou du Conseil. (*Vote du 23 Décembre* 1884).

Art. 18. — Le Trésorier devra dans le courant du mois de Janvier rendre compte à la Société de sa gestion et présenter le budget proposé par le Bureau pour l'année courante.

Art. 19. — Le Bibliothécaire devra faire dans les trois premiers mois de l'année un rapport sur l'état de la Bibliothèque et sur les échanges de la Société. Il sera aidé dans ce travail par une Commission nommée à cet effet.

Art 20. — Une Commission spéciale fera tous les ans au commencement de l'année un inventaire des ouvrages à vendre.

Art. 21. — Les Etablissements d'instruction et les Bibliothèques publiques pourront s'abonner aux *Annales* en payant le même prix que les Membres. Ils auront le droit d'acquérir aux mêmes conditions qu'eux les publications antérieures de la Société. Pour jouir de ces faveurs, ils devront payer le droit d'entrée de cinq francs. (*Vote du* 1er *Mars* 1882.)

Règlement du prêt des Livres

Adopté le 11 *Février* 1870.

Art. 1er. — Les livres seront demandés directement ou par écrit.

Art 2. — Dans le cas où plusieurs personnes demanderaient le même livre, elles seraient servies dans l'ordre d'inscription.

Art. 3. — Les livres prêtés doivent être rapportés à la Bibliothèque dans le mois. Passé ce moment, le retardataire est taxé d'une amende de cinq centimes pour chaque jour de retard et par volume.

Art 4. — Si un livre prêté n'a pas été demandé depuis sa sortie, le détenteur, après une nouvelle demande, pourra le conserver un autre mois.

Art. 5. — L'état des livres sera constaté avant et après le prêt. Dans le cas où ils auraient subi une légère détérioration à laquelle l'article 13 du règlement ne serait pas applicable, le détenteur du livre sera soumis à une amende dont la quotité sera fixée par le Bureau.

Art. 6. — S'il y avait inconvénient à ce qu'un livre sortît de la Bibliothèque, le Bureau pourrait proposer à la Société d'en interdire le prêt, soit à Lille, soit au dehors.

Art. 7. — Les Membres de la Société habitant hors de Lille sont soumis aux mêmes obligations. Ils sont responsables des accidents qui seraient survenus pendant le voyage et se chargent du transport aller et retour.

Règlement concernant les publications.

Art. 1er. — La Société publie des *Annales* et des *Mémoires*. Les travaux comprenant plus de dix feuilles seront réservés aux mémoires.

Art. 2. — Les *Annales* sont publiées périodiquement.

Art. 3. — La publication des *Mémoires* aura lieu lorsque l'état des finances le permettra.

Art. 4. — Les *Mémoires* sont publiés entièrement aux frais de la Société.

Art. 5. — Ils ne seront envoyés qu'aux Membres qui en feront la demande et suivant un prix qui sera fixé pour chaque travail.

Art. 6. — L'auteur pourra acheter un certain nombre d'exemplaires, déterminé lors du tirage, au prix de revient. Il lui est interdit d'en vendre.

Art. 7. — L'auteur pourra en outre faire distribuer aux Membres de la Société un exemplaire de son travail, en acquittant au nom de ceux-ci la redevance indiquée par l'article 5.

Art. 8. — En sus des exemplaires demandés par l'auteur, la Société en fera tirer au moins 200.

Art. 9. — Dans le cas où le travail publié dans les *Mémoires* serait une thèse de doctorat, l'auteur aura droit à 30 exemplaires gratuits.

Art. 10. — Quand le mémoire sera l'occasion d'un subside exceptionnel accordé à la Société, celui-ci sera intégralement employé au paiement du mémoire ; le prix de revient du volume sera calculé sur le total des dépenses, défalqué du montant du subside, l'auteur payant à ce prix les exemplaires qu'il achète à la Société.

Lille — Liégeois-Six, Imprimeur de la *Société géologique du Nord*.

Tr. k. 38 + 700m.

p Limon argileux, jaunâtre, marbré.
e^5 Cordon de gravier siliceux, noir.
e^3 Calcaire marbré, magnésien avec parties blanches pulvérulentes et marnes blanches.

Tr. k. 39 + 200m.

p Limon argileux, jaunâtre, 1,50.
e^5 Lit de gravier siliceux, noir.
e^4 Argiles ou marnes vertes et blanches avec petits lits de calcaire magnésien, cristallin, concrétionné, 2m.
e^3 Bancs réguliers de calcaire magnésien verdâtre avec parties blanches pulvérulentes et marnes vertes.

Tr. k. 39 + 900m.

p Limon argilo-sableux, jaunâtre, marbré.
m_{II} Blocs de grès blanc et sables quarzeux, 0,50.
e^5 Lit de gravier siliceux, noir, 0,30.
e^4 Argile verte.

Tr. k. 40 + 700m.

m_{II} { Sables quarzeux, jaunes ou marbrés, 4m.
Tables et rognons de grès blanc, au niveau de la plate-forme.

Tr. 41 + 200m.

m_{II} Sables quarzeux, jaunes ou marbrés, 3m.
e^5 Lit de gravier siliceux, noir.
e^4 Argile verte.

Tr. k. 41 + 800m et 42 + 100m.

p Limon argilo-sableux, jaunâtre, marbré.

Tr. 42 + 400m.

p Limon jaunâtre argilo-sableux.
e^3 { Lit et accumulations de silex brisés, de couleurs variées.
Blocs de silex cariés, opales, calcarifères, et argile brune.

Tr. k. 43 + 400m.

e^3 Poches d'affouillements irrégulières et de grandeurs diverses comblées par des accumulations de silex brisés de couleurs variées et d'argiles brunes et vertes.

e^2 { Cuvettes irrégulières formées d'un lit caillouteux et d'une couche de marne verte.
Calcaires formant pointements ou dômes sous la marne verte. Ces calcaires sont magnésiens, jaunâtres, semi-cristallins, avec parties blanches, pulvérulentes.

Tr. k. 44 + 100m.

e^3 Accumulations de silex brisés de couleurs variées et argile brune, 1m à 1m50.

e^2 { Marne verte discontinue.
Calcaires marbrés, blancs ou jaunâtres, avec silex empâtés.

Tr. k. 45 + 300. Station d'Esternay.

e^2 { Marnes blanches et calcaires avec silex empâtés.
Lit de chaux carbonatée fibreuse.
Marnes vertes et calcaires magnésiens, géodiques, verdâtres, cristallins, 1m à 1m50.
Marnes blanches, 0,50.
Marnes vertes, 0,80.
Calcaires compactes, gris, à cassure esquilleuse.

Tr. k. 45 + 900m.

e^2 { Lit et accumulations de silex cariés et galets de silex pyromaques? avec argile brune. 1m50.
Lit de chaux carbonatée fibreuse, 0,30.
Calcaires gris, compacts, avec fossiles lacustres, entre deux couches de sable quarzeux, jaune, 1m.
Marne verte et calcaire magnésien géodique, verdâtre, avec lit de marne blanche intercalée, 2m50.
Marne blanche et calcaire compact, gris, 1m50.
Marne verte.

Tr. k. 47 + 100m.

e^2 { Sables quarzeux jaunes avec veines d'argile, 1m.
Blocs et débris de silex cariés, opales, 2m.
Marne verte, 0,30.
Marnes blanches et violettes parsemées de nodules calcaires, 0,80.
Marne verte, 0,20.
Calcaire blanc, friable et lit de silex, 1m50.
Marne verte et calcaire magnésien, verdâtre, cristallin.

Tr. k. 47 + 900m.

e^3
- Lit et accumulations de fragments de silex de couleurs variées, 0,50 à 1m.
- Blocs et silex cariés, opales, calcarifères, meuliériformes, 0,60.
- Marne verte, 0,30.
- Calcaire compact, marbré.
- Marne verte et calcaire magnésien, verdâtre, cristallin ou blanc pulvérulent.

e^2 Sables quarzeux, jaunes, en quelques points du fossé.

Tr. k. 49 + 100m.

P Sable quarzeux rouge et blanc près du P. N.

e^3
- Lit de fragments de silex de couleurs variées et de silex meulières.
- Marne verte.

A l'est de la ligne, exploitations des dépôts caillouteux, e^3.

Tr. k. 49 + 700m.

P Sable quarzeux argileux rouge et vert.

e^3 Lit de fragments de silex de couleurs variées.

Tr. k. 50 + 600m.

m^{II}
- Sable quarzeux marbré, rouge et blanc et blocs de grès blanc.
- Argile verte.

Tr. k 51 + 500m et k. 52 + 100m.

P Limon argileux, jaunâtre, marbré, chargé à la base de grains de limonite.

Tr. k. 52 + 800m.

P Limon argilo-sableux, jaunâtre, sillonné de veines grises, 8m.

m^{II}
- Banc discontinu de grès blanc, 0,15 à 0,40.
- Sables quarzeux blancs et jaunes, 0,40.

e^5 Lit de gravier siliceux noir, 0,15.

e^4
- Argile verte, 0,50.
- Ensemble de lits minces de nodules calcaires et d'argile verte, 2m50.
- Lit de calcaire jaune-roux, avec veines spathiques.

K 53 + 900^{m}.

e^3 Blocs de silex meulières, à 1^{m} sous rail.

Tr. k. 54 + 900^{m}. Station des Essarts-la-Forestière.

P Limon argileux, jaunâtre, marbré, 4^{m}50.

Tr. k. 56.

P Limon argilo-sableux, jaunâtre marbré.
m_{II} Sable quarzeux et rognons de grès blanc.
e^5 Lit de gravier siliceux noir.

e^3 { Marne jaunâtre en un point de la tranchée.
Silex meulières en un point.
Pointements d'argile ou marne verte avec calcaires blancs. }

Tr. k. 56 + 600^{m}.

P Limon quarzeux jaunâtre, 1^{m}50.
m_{II} Sable quarzeux rouge brique, 0,50.
e^5 Lit de gravier siliceux noir, 0,20.

e^3 { Marne verte discontinue.
Assise épaisse de silex cariés, opales, calcarifères, passant au calcaire marbré compact, 6^{m} à 7^{m}. }

e_2 { Sables quarzeux jaunes, 0,50.
Marnes blanches, vertes, violettes avec veine d'argile noire, 1^{m}.
Calcaire magnésien, verdâtre, cristallin ou jaunâtre, granuleux, dans le fossé. }

Tr. k. 56 + 800^{m}.

e^3 Assise épaisse de silex cariés, opales, calcarifères, passant au calcaire compact, marbré, 6^{m} à 7^{m}.

e^2 { Sables quarzeux et marnes diverses, 1^{m}.
Calcaire magnésien, verdâtre, cristallin ou granuleux et marnes vertes, 1^{m}50.
Calcaires et marnes blanches. }

Tr. k. 57 + 400^{m}.

e^3 Assise de silex meulières, calcarifères et argile brune, 2^{m}.

e^2 { Marne verte, 0,20.
Calcaire blanc et marne blanche. 0,80.
Marne verte, 0,40.
Calcaire compact, gris. 0,50.
Argile violette, 0,15.
Calcaire concrétionné, blanc, grenu, avec banc de silex de 0,10 à 1^{m}—3^{m}. }

e^1 Sable quarzeux, 0,50.

e_1 Calcaire compact blanc-jaunâtre.

Tr. k. 57 + 700m.

e^2 Calcaire compact, à cassure esquilleuse et silex blonds, noirs ou ménilites.

e^1 Sable quarzeux, jaune, 0,50.

e_1 Calcaire marbré, jaunâtre, dur.

Tr. k. 58 + 200m.

e_1 { Assise de silex meulières calcarifères avec argile brune, 2m.
Marnes vertes et calcaires gris avec fossiles lacustres et silex ménilites empâtés. Argile violette en quelques points, 5m à 7m.
Calcaire magnésien gris-jaune, concrétionné et marnes blanches, pulvérulentes, magnésiennes.

Tr. k. 58 + 900m.

e_1 { Assise de silex meulières calcarifères avec argile brune.
Calcaires et marnes vertes et violettes.
Marne blanche et calcaires avec silex empâtés.
Calcaire blanc ou gris, parsemé de grains de quarz.

e_{III} { Banc de grès grisâtre très dense et très résistant, 0,40.
Sables quarzeux blancs ou jaunes, fins et grossiers, 4m.

e_{IV} Argile grasse blanche ou violette, pure ou parsemée de grosses oolithes limoniteuses.

Toutes ces couches s'affaisent et se réduisent d'épaisseur.

Tr. k. 59 + 500m.

e_1 { Assise de silex meulières calcarifères avec argile brune (couche affaissée).
Assise épaisse de marne blanche pulvérulente avec blocs disséminés de calcaire (couche affaissée).

e_{III} Banc de grès et sables quarzeux blancs ou jaunes.

e_{IV} Argile blanche et violette avec concrétions pyriteuses verdâtres.

Tr. k. 60.

e_1 { Silex meulières calcarifères et argile brune.
Marnes blanches pulvérulentes et fragments de calcaire jaunâtre. } couches d'éboulements

e_{III} Sables quarzeux blancs et jaunes, 5m à 6m.

Tr. k. 60 + 400^m.

e_I { Débris de silex meulières calcarifères. / Fragments de calcaire avec marne blanche. } couches d'éboulements

e_{III} Sables quarzeux, blancs ou jaunes avec parties ferrugineuses consolidéés et silex pyromaques disséminés, 5^m à 6^m.

e_{IV} Argile grasse grise.

c^8 Craie blanche très divisée.

Tr. k. 60 + 900^m.

a^1 Poches diverses comblées de silex meulières calcarifères, d'argile brune et de sable.

e_{III} Sables quarzeux avec silex pyromaques disséminés, 2^m à 0^{m}00.

e_{IV} Petite couche d'argile grasse disparaissant avec les sables.

c^8 Craie blanche très divisée entrecoupée de veines d'argile brune, avec quelques silex et *Ostrea vesicularis*.

Tr. k. 61 + 500^m.

a^1 { Blocs volumineux de silex meulières calcarifères provenant de e_I. / Marne crayeuse, 1^{m}50, avec fragments divers, calcaire magnésien, silex meulières.

c^8 Craie blanche très divisée.

Tr. k. 62.

a^1 { Débris de silex meulières et de grès blanc, avec argile brune. / Marne blanche crayeuse avec débris divers, 1^{m}50.

Tr. k. 63. Station de Villenauxe.

a^1 { Limon argilo-sableux brun, 0,50 à 1^{m}50. / Blocs de grès blanc ou grisâtre paraissant provenir de e_{III}, 0,50. / Débris de silex, de meulières et de grès.

Tr. k. 64 + 400^m.

a^1 { Limon argilo-sableux brun, 2^m à 2^{m}50. / Lit de blocs de grès blanc, 0,40. / Débris de silex meulières et de grès.

c^8 Craie blanche.

La craie blanche se poursuit jusqu'à Romilly.

Au passage de la Seine, à Conflans, les fouilles du pont ont indiqué :

a_2 Terre argileuse, 1^{m}10.

a^1 Sable et gravier crayeux, 2^{m}40.

c^8 Craie blanche.

Résumé des caractères généraux de chaque zône

P. Limon des plateaux. — Un dépôt limoneux jaunâtre, réticulé de veines blanches, non effervescent, couronne les points élevés. Le plus souvent d'un aspect mat et d'une texture sableuse, il se compose de fines particules quarzeuses cimentées plus ou moins par de l'argile ocreuse, et se charge quelquefois de petites concrétions de limonite noire. Il présente des lignes de stratification horizontale et régulière rendue apparente par les semis des talus. Sa puissance est en quelques points supérieure à 4^m.

m_{II}. *Sables et grès de Fontainebleau.* — Quelques tranchées mettent au jour sous le limon *P* un banc discontinu de grès blanc ou rouge, surmontant une couche de sables quarzeux. Le grès, d'une tenacité faible, à l'exception d'une croûte ou vernis siliceux qui l'enveloppe, se présente, soit en tables de plusieurs mètres de longueur, (tranchée k. 40 + 700^m), soit le plus communément en blocs arrondis. Les sables sont fins, blancs, jaunes, rouges ou marbrés. L'épaisseur de cette assise est d'environ 1^m.

e^5. *Meulières de la Brie.* — Cette zone n'est représentée dans les tranchées que par une couche irrégulière de gravier noir d'une épaisseur variant de 0,10 à 0,40. Les galets constitués de silex cariés blonds ou opales, sont recouverts d'un enduit verdâtre ou bleu noir velouté. Leurs dimensions, le plus souvent restreintes à quelques centimètres, acquièrent quelquefois plusieurs décimètres cubes. Ce sont là, sur le passage de la ligne, les seuls témoins de l'assise démantelée lors de l'invasion des grès de Fontainebleau.

e^4. *Glaises vertes* — La tranchée k. 52 + 800^m peut être présentée comme type réunissant les zones *P*, m_{II}, e^5, e^4. Je vais en reproduire la coupe :

p	Limon argileux et argilo-sableux jaunâtre, sillonné de veines grises, 8ᵐ.
m_{II}	Banc discontinu de grès blanc, 0,15 à 0,40 Sables quarzeux blancs et jaunes, 0.40.
e^5	Lit de gravier siliceux noir, 0,15.
e^4	Argile verte, 0,50. Ensemble de lits minces de nodules calcaires et d'argile verte, 2ᵐ50. Lit de calcaire jaune-roux, avec veines spathiques.

Ces quatre zones se maintiennent entre les altitudes 204 et 190. Je classe dans les zones suivantes les couches vertes qui apparaissent à un niveau inférieur.

e^3. *Travertin de Champigny.* — Il se compose de quelques marnes vertes et de calcaires marbrés, gris-jaune, en partie magnésiens, massifs, affectés de fissures de retrait et injectés quelquefois de silice celluleuse blonde ou opale qui leur donne une apparence meulièriforme. Ces roches silicifères, mal assises sur leur base, sont toujours accompagnées d'argile rouge dont la plasticité paraît donner la clef de leur position boiteuse. Les deux tranchées k. 56 + 6, 56 + 8. sont ouvertes dans ces roches.

Je rattache à la même zone toutes les accumulations de fragments de silex blonds, roses ou jaspés, non cariés, qui parsèment le sol et sont exploitées entre les altitudes 190-175.

Puissance maxima 19ᵐ entre Artonges et Esternay, 14ᵐ sur Nesle.

Une couche de sable quarzeux sépare cette zone de la suivante.

e^2. *Travertin de St-Ouen.* — Cette zone, d'une puissance de 36ᵐ à Pargny, de 24ᵐ à Esternay et de 13ᵐ entre Châtillon et Nesle comprend depuis le haut :

1° Sables quarzeux et marnes vertes, blanches, violettes, où se développent des lits de calcaire magnésien.

2° Massif épais de calcaires marbrés, injectés quelquefois de silice et semblables aux calcaires de la zone e^4 dont ils se distinguent par la seule présence de sables quarzeux.

3° Alternats de calcaires gris, à pâte fine et homogène, avec fossiles lacustres, de calcaires magnésiens géodiques, verdâtres, avec parties blanches pulvérulentes, et de marnes vertes, blanches, violettes. L'aspect féculeux ou farineux des calcaires géodiques décèle suffisamment la présence de la magnésie.

A Montmirail, l'assise se termine par des calcaires et des marnes magnésiennes ; à Nesle, elle se termine par un banc de silex cariés calcarifères avec sables quarzeux.

Il convient de mentionner un lit de chaux carbonatée fibreuse , qui accompagne les marnes supérieures, ou sépare en quelques points les couches 2 et 3. Ce lit quelquefois se dédouble et donne naissance à des marnes vertes et à des calcaires marbrés. Il se présente tantôt en sphéroïdes, tantôt en un banc d'une grande épaisseur qui se suit sur Bergères et Courbetant entre les altitudes 180 et 155. Il n'apparait pas à Nesle.

Il est un phénomène d'affouillement remarquable, qu'on ne peut également passer sous silence, et dont la tranchée k. 43 + 400^m offre le plus bel exemple. En voici la description :

Une succession de cuvettes irrégulières et de grandeurs diverses pénètre les calcaires; un premier revêtement de marne verte en suit tous les contours. Une couche de fragments de silex colorés suit les ondulations de la marne, même dans les parties verticales. De nouvelles marnes et des nids caillouteux complètent le remplissage. Enfin une dernière couche caillouteuse s'étend comme un manteau sur le tout dans la longueur de la tranchée.

Ce phénomène peut s'expliquer en supposant des tourbillonnements rapides creusant et remplissant des entonnoirs

sous l'impulsion d'un courant d'eau violent[1]. Le morcellement des silex paraît être le résultat de retraits et non de chocs.

e^1. *Sables de Beauchamp.* — Epaisseur moyenne 1,50. La tranchée du parc de Montmirail et celle du k. 29 + 900^m, montrent à la hauteur du rail (altitudes 154 et 150) :

Banc de calcaire gris parsemé de sable quarzeux 0,30.

Rognons tuberculeux de grès blanc avec sables quarzeux fins, blancs, verdâtres à la base, entrecoupés de feuillets d'argile, 1,20.

J'assimile à ces couches l'ensemble de lits minces de sables quarzeux et de marnes (altitude 141) de la tranchée k. 14, ainsi que la couche de sable quarzeux (altitude 154) de la tranchée k. 57 + 700^m.

e_1. *Calcaire grossier supérieur.* — Voici ce que donnent les tranchées qui n'entament qu'une partie de cette zône.

Marnes blanc sale ou jaunâtres avec débris de calcaire gris, à pâte fine, à cassure esquilleuse.

Assise épaisse de calcaires marbrés injectés en partie de silice celluleuse blonde ou opale, reposant sur une couche d'argile rouge et reproduisant les fausses meulières des zones e^3, e^2.

Marnes vertes, blanches, violettes ou sables quarzeux jaunes et calcaires compacts, gris, avec fossiles lacustres et silex noirs ou ménilites empâtés.

Lit de silex ménilite.

Calcaires magnésiens géodiques, verdâtres, cristallins, grenus, ou blancs crayeux et sables calcaires magnésiens. Ces calcaires et ces sables acquièrent un grand développement à Nesle.

---

(1) L'absence de toute fissure dans les calcaires éloigne l'idée d'un affaissement résultant d'un passage d'eau ou d'une érosion inférieure. La grande oolite présente, au contraire, de ces puits bien caractéristiques où les fissures sont visibles et où les couches de remplissage et de revêtement ont tous les caractères d'un effondrement.

L'épaisseur de cette zone est de 30^m à Pargny, de 22^m à Montmirail et de 14^m à Nesle.

e_{II}. *Calcaire grossier inférieur.* — Epaisseur maxima à Montigny, 15^m.

Marnes jaune pâle pulvérulentes passant à un calcaire très tendre, finement granuleux avec nummulites.

Marnes sableuses quarzifères, gris-jaune, avec *Cerithium giganteum* et autres fossiles marins, passant à un calcaire quarzifère, granuleux, très dur et très fossilifère.

Sables calcaires blanc sale et sables quarzeux jaunes avec nombreux fossiles marins, *Cardita planicosta*, *Turritella fasciata*, *Turbinolia*, etc.

Une couche d'argile viol tte avec empreintes végétales sépare cette zone de la suivante.

e_{III} *Sables du Soissonnais.* — Sables quarzeux jaunes, à gros grains, non fossilifères, avec volumineux blocs de grès intercalés apparaissant en quelques points des tranchées entre Connigis et Montigny.

Dans les dernières tranchées du territoire de Nesle, les sables forment sous les calcaires e_I des amas épais, irréguliers, avec banc de grès supérieur, grisâtre, très dense et très résistant. A l'approche de la craie, les sables se mélangent d'incrustations ferrugineuses qui les soudent, et de rognons de silex pyromaques.

Je rapporte à cette zone les blocs de grès épars que l'on rencontre jusque sur le territoire de Plessis.

e_{IV}. *Argile plastique et lignites.* — Jusqu'à Condé, on reconnait la succession suivante :

Ensemble de lits de faible épaisseur de glaises, de sables quarzeux et de marnes grises très fossilifères. *Cyrena cuneiformis*, *Cerithium variabile*, *Ostrea bellovacina.*

Cendres noires très sulfureuses.

Marne ou argile blanche.

A Nesle, sous les sables e_{III}, on voit des argiles grasses

blanches et violettes, pures ou chargées de grosses oolithes limoniteuses ou de concrétions pyriteuses vert-sombre Cette couche s'amincit et disparait avec les sables au contact de la craie près de la limite des départements de la Marne et de l'Aube.

c⁸. Craie blanche. — Elle est le soubassement de toutes les assises qui viennent d'être décrites; elle s'étend jusqu'à Romilly.

C'est une roche d'un blanc de lait, tendre, presque délayable, caractérisée par l'*Ostrea vesicularis*, bien que très perméable, elle peut donner lieu à des bas fonds de tourbières et de marais. Une partie du calcaire se dissout et laisse un résidu superficiel imperméable.

M. **Quarré-Reybourbon** entretient la Société de l'argile néocomienne de Normandie, exploitée pour la fabrication des creusets.

Séance du 3 Décembre 1884.

M. **Salvador Calderon**, Professeur d'Histoire naturelle à l'Université de Séville (Espagne), est élu Membre correspondant.

M. **A. Six** lit la note suivante :

Résumé de quelques recherches **orographiques** *dans le plateau central de l'***Espagne**,

par M. **Salvador Calderon.**

L'Espagne est une des régions de l'Europe les plus intéressantes au point de vue stratigraphique et orographique à cause de la grande variété qu'y présentent les bouleversements et les dislocations de couches dont l'âge relatif a été

jusqu'à présent l'objet de tant de doutes de la part des explorateurs. Mais toutes ces difficultés, insurmontables pour les partisans de la régularité orographique du globe, qui recherchent sans relâche les systèmes et les alignements, disparaissent depuis qu'on se met à appliquer les vues modernes sur l'orographie à l'étude de la géologie architectonique de la Péninsule. Les travaux que cette révolution a produits étant encore assez peu connus de la plupart des naturalistes étrangers à l'Espagne, j'ai cru rendre quelques services à la science en en faisant le sujet d'une rapide exposition d'ensemble suffisante pour donner une idée générale de l'état des recherches entreprises dans cette voie.

La péninsule ibérique forme un promontoire de 660 mètres d'altitude moyenne et de contour pentagonal, qui s'étend des côtes de la mer Cantabrique jusqu'au détroit de Gibraltar. Tout ce promontoire tourne le dos à l'Orient et s'incline en pente douce à l'ouest vers l'Océau, où débouchent presque tous les grands fleuves qui le parcourent, tandis qu'à l'est il est coupé brusquement et la ligne de crête est dans le voisinage immédiat de la Méditerranée. Outre cette pente vers l'Atlantique, la péninsule en offre une seconde fort inégale allant de la base des Pyrénées cantabriques au bord septentrional de la vallée du Guadalquivir.

Les géographes ont déjà fait remarquer que l'Espagne se distingue des autres péninsules du midi de l'Europe par son caractère moins insulaire et que, bien qu'il soit entouré de toutes parts par la mer, l'intérieur, si vaste, du plateau ibérique est isolé et n'a que des communications difficiles avec les autres pays. Cette partie centrale forme la région des plateaux, mais le véritable plateau espagnol, celui qui constitue, au double point de vue géologique et stratigraphique, une région parfaitement isolée, noyau permanent de la péninsule à travers les âges géologiques, est un grand segment circulaire qui va de l'Ebre au Guadalquivir. L'en-

semble de cette zone élevée occupe une surface de 21,100 kilomètres carrés, c'est-à-dire presque la moitié de la surface du pays.

Toute la région des Castilles est en général connue sous le nom de plateau central de l'Espagne; en réalité, elle est formée par deux plateaux de hauteurs différentes séparés par un gradin : celui du nord sur lequel coulent les eaux du Duero et celui du sud occupé par les bassins jumeaux du Tage et du Guadiana. La cordillière Carpéto-Vétonique (Sierra de Guadarrama prolongée à l'ouest par la sierra de Gredos, la plus élevée des chaînes de l'intérieur de l'Espagne), forme la limite séparative des deux plateaux.

Quant à la structure géologique de la région, il est facile de se faire une idée générale de la distribution des terrains qui la forment en négligeant les détails d'importance secondaire et en ne tenant compte que des grands traits.

Le squelette ou noyau central du plateau est formé par une alternance de massifs de granite et de gneiss constituant la cordillière Carpéto-Vétonique. Des deux côtés de cette chaîne affleurent des couches paléozoïques fortement plissées, au delà desquelles on ne rencontre plus que les bandes étroites de terrain crétacé qui s'étendent au pied de la Sierra et sur les bords du plateau. Tout le centre du plateau central de l'Espagne est couvert de sédiments formés par les grands lacs tertiaires qui occupaient presque le tiers de la surface du sol espagnol et aussi par les dépôts diluviens.

Depuis les bords du plateau jusqu'à la mer, existe une région moins élevée qui descend vers la côte par une série de gradins successifs Cette région se distingue de la précédente parce qu'elle est formée par de nombreuses bandes de terrains d'âge variable, mais secondaire pour la grande majorité; dans le plateau, au contraire, dominent les grandes zones de terrain continu.

Il faut encore remarquer qu'il existe une certaine loi dans

la succession des formations qui entourent la région centrale : ainsi un observateur descendant du plateau vers la Méditerranée ou l'Atlantique, du côté de l'Andalousie, rencontre inévitablement une zone triasique en quittant le plateau, puis d'autres zones jurassiques et crétacées et sur la côte même une zone tertiaire. A l'est, ces zones forment les côtés d'une série d'angles emboîtés l'un dans l'autre ; l'ensemble du système d'angles le plus externe formant la côte d'Alicante (1).

L'architecture de la région centrale de l'Espagne est en général assez simple. M. Macpherson a été le premier à faire observer qu'une structure monoclinale domine dans tous les détails de la constitution et des dislocations qui ont bouleversé la Péninsule. Mais il est surtout intéressant de voir que, tout en formant le trait général de deux grands continents, cette structure monoclinale est orientée d'une façon différente dans chacun d'eux. En effet, tous les massifs de l'Europe s'inclinent de préférence vers le Nord, tandis que ceux de l'Afrique offrent une disposition contraire. La péninsule présente la disposition européenne jusqu'à une certaine ligne qui part du cap Finistère en Galice, traverse toute l'Espagne et passe au Nord des îles Baléares et la direction africaine dans tout le reste de son territoire. Entre ces deux directions, il existe évidemment une ligne neutre qui ne peut malheureusement pas être étudiée, à cause des sédiments tertiaires et quaternaires qui la cachent et dont nous avons parlé plus haut.

Les caractères particuliers de la géologie de l'Espagne,

---

(1) Cette régularité n'est pas reconnaissable au premier abord sur la carte à cause des formations continentales qui couvrent en certains endroits les formations marines dont nous parlons et aussi à cause des dénudations qui ont fait disparaître des couches entières sur des surfaces parfois très étendues. Il faut encore observer que ces zones sont quelquefois séparées les unes des autres par des bandes de terrain triasique qui forme le soubassement de cette partie de la Péninsule.

depuis le bassin de l'Ebre jusqu'aux côtes méridionales, sont dus principalement au grand plateau central. Formé depuis les temps les plus reculés, il a servi de noyau aux sédiments qui se sont accumulés depuis lors autour de lui et l'ensemble a acquis sa forme actuelle par des actions orogéniques faciles à reconnaître et qui confirment en tous points les idées modernes sur la formation des montagnes et des continents.

L'Espagne primitive était un grand massif archaïque d'une étendue égale ou même supérieure à celle de l'Espagne actuelle, élevé dans la région où luttaient les deux tendances de plissement monoclinal européenne et africaine. Ces deux tendances sont évidemment, d'après M. Macpherson, le résultat de deux forces qui agissent, depuis les temps les plus reculés. dans cette région de la croûte terrestre à laquelle correspondent la partie élevée du plateau espagnol et, dans son prolongement, une des lignes de plus grande dépression océanique. C'est à cette cause générale que le massif central de l'Espagne doit son origine, et non à l'influence de quelque poussée de roches éruptives, que l'on chercherait en vain dans cette région.

Il n'existe, en effet, dans toute la chaîne centrale que de petits filons de porphyrite et de microdiorite, de 1 décimètre à 3 mètres d'épaisseur, et quelques diabases sporadiques. Ces roches ont traversé le granite, le gneiss et les schistes siluriens, alors qu'ils étaient dans la même position qu'ils présentent actuellement. La grande bande des porphyrites, diabases, mélaphyres et porphyres d'Almaden et de la sierra Morena se trouve sur la ligne inférieure de fracture de la grande masse rigide du centre de la péninsule.

Il est évident que la contraction de la croûte du globe a été le seul agent orogénique qui a déterminé la structure du plateau central de l'Espagne à l'époque présilurienne. Ce grand massif a été élevé depuis le commencement avec ses deux inclinaisons occidentale et méridionale ; il ne s'est

affaissé depuis lors que partiellement pendant l'époque crétacée, mais en conservant toujours au-dessus des mers les hauts sommets de la cordillière Carpéto-Vétonique.

Le premier noyau une fois émergé par un mouvement de bascule, avec ses deux inclinaisons occidentale et méridionale, la mer commença à déposer des sédiments, surtout sur ses bords les plus larges qui s'épaississaient en conséquence. La contraction incessante du globe agissant toujours sur cet endroit de plus faible résistance plissait ces sédiments; mais en se comprimant contre les bords rigides du plateau, ces plis finissaient par se rompre en formant des failles parallèles au bord du plateau. Le segment ainsi détaché faisait bascule, levant un de ses bords contre le plateau et abaissant l'autre; de nouveaux sédiments plus récents vinrent ensuite se déposer au pied des précédents et c'est ainsi que, par la continuation ininterrompue du même travail de fracture, la série de gradins qu'on observe dans l'est de l'Espagne s'est formée de bandes successives dont les plus récentes sont voisines de la mer et les plus anciennes confinent aux bords du plateau central.

En Andalousie, outre le système général de failles parallèles au bord du plateau, il y a une autre série de plis qui a conduit M. Macpherson à envisager l'orographie du midi de l'Espagne comme le produit d'une force qui, ayant son foyer au sud, aurait poussé le sol andalous contre les massifs inébranlables du centre de la Péninsule. Cette explication me semble naturelle et je pense que la même force qui a pu plisser les couches andalouses en agissant directement sur elles a produit l'orographie de la région orientale en comprimant normalement ces couches contre un prolongement souterrain de la masse du plateau, dirigé vers la côte d'Alicante, et dont la forme a dû déterminer tous les traits de l'orographie de cette partie de la Péninsule en forçant les mouvements orogéniques à se modifier pour s'accommoder à elle.

Les failles principales qui ont découpé le plateau central en forme de polygone affectent deux grandes directions : celle de l'Ebre et celle du Guadalquivir. Vers l'époque triasique et parallèlement aux bords de ce plateau, s'est formé un autre système rectangulaire de failles qui va jusqu'aux rivages de la mer actuelle.

La coëxistence dans une faible partie de la croûte terrestre d'un noyau inflexible et inamovible, mais susceptible de se briser, avec des parties plastiques et plissables qui l'entourent est donc la cause principale de tous les faits intéressants de cette histoire ancienne de la Péninsule ibérique. Les failles et les cassures des terrains superposés au noyau ou qui couvrent ses bords étaient déjà esquissées dans sa masse et il n'y a pas de mouvement de couches qui soit la propriété exclusive d'un seul terrain ou d'une seule époque. L'exécution du plan auquel obéit leur mécanisme a commencé dès l'émersion des premières roches cambriennes, s'est poursuivie pendant tous les temps géologiques et n'est pas encore entièrement terminée.

M **Ch. Barrois** présente à la Société une carte géologique manuscrite du département d'*Ille-et-Vilaine*, dressée par M. **Lebesconte**, et donne un aperçu des idées de l'auteur sur la constitution géologique de cette région

Le même Membre présente la carte géologique de Granville au 1/80000 et communique à la Société la légende qui accompagne cette feuille :

Légende de la feuille de **Granville.**
Par M. **Ch. Barrois.**

La feuille de Granville présente des aspects absolument distincts suivant l'heure de la marée. Nulle part peut-être ce changement n'est plus frappant que dans les Iles Chausey : à mer haute, on compte dans cet archipel cinquante-trois îles, mais lorsque la mer se retire, les unes se joignent (on va à

pied de la Grande-Ile à l'île aux Oiseaux), d'autres se découvrent, et de tous côtés on ne voit que des écueils, offrant les apparences les plus bizarres, et dont le nombre s'élève à environ deux cents.

Les dunes (*A*), qui forment un épais cordon littoral sur la feuille de Coutances, se voient à W. de Blainville.

Des dépôts marins (a^2) s'accumulent sur cette côte occidentale de la Manche; des sables quarzeux à deux micas s'amassent sur les côtes exposées à W.; en certains points, ils sont exploités en raison de leur richesse en coquilles, comme amendements pour les terres. Dans le Sound et dans les passes plus abritées des îles, se dépose une vase très fine où croissent les prairies de zostères. En certains points (1 kil. S. de Granville), se dépose une argile fine, employée pour poteries. A l'époque des grandes marées, on trouve sur la côte de Granville des traces de tourbe sableuse.

Les roches qui affleurent à marée basse sur la lisière orientale de la feuille sont des schistes (x_1), assez grossiers, vert-clair, alternant avec des bancs de grauwacke feldspathique. Le sommet de cet étage (x^1) affleure dans les falaises de Granville, à la P[te] du Roc, et à l'est du Casino, où il présente des bancs alternants de conglomérat. Ces conglomérats sont remarquables par la variété des galets qu'on y trouve : granite identique à celui des îles Chausey, granite granulitique, schistes grossiers verts et grauwackes cambriennes, schistes noirs cornés, schistes granitisés variés rappelant à l'œil ceux du massif de Coutances, mais en différant par la constance du mica noir, l'absence de l'amphibole et de l'épidote Ils proviennent sans doute d'un massif de granite sous-marin.

Dans la région de Granville (Manche) comme dans la Sarthe et le Morbihan (Gourin), il y a lieu de diviser en deux étages le système cambrien. La base (x_1) formée de schistes et d'ardoises (phyllades de Saint-Lô) est antérieure à l'appa-

rition du granite de Chausey; et le sommet (x^1) formé de schistes grossiers, grauwackes, calcaires, dolomies, poudingues, est postérieur au granite de Vire; on doit espérer y trouver un jour la faune primordiale, qui existe à ce niveau dans les Monts Cantabriques.

La granulite (γ') est à grains fins d'orthose, mica blanc, tourmaline, quarz; elle forme des filons minces de 0,02 à 0,30, affectant deux directions principales perpendiculaires entre elles. Elle passe à l'hyalomicte dans l'île de la Meule. Les fragments de ces filons minces se débitent sous le marteau en blocs parallélipipédiques.

La plateau des Minquiers (Le Tour, la Maîtresse-Ile), est formé de gneiss grenus ($\zeta_1{}^1$), à orthose, oligoclase, mica noir abondant, mica blanc; ces roches rappellent entièrement les gneiss granulitiques de Pouldavid (Finistère) et de St-Viaud (Loire-Inférieure), auxquels nous les assimilons.

On peut rattacher vraisemblablement à la même formation les roches gneissiques qui forment le groin de Cancale.

Le granite (γ_1) forme tout l'archipel de Chausey; c'est une roche à grains moyens, d'un gris bleuâtre, riche en orthose blanc, oligoclase verdâtre, mica noir, quarz. On trouve dans toutes les falaises de ces îles de bonnes pierres de taille, exploitées en un grand nombre de petites carrières; il n'y a pas ici, comme dans l'intérieur des terres, de granite altéré, ni d'arène granitique, toutes ces parties meubles étant enlevées par les eaux, qui laissent sous forme d'îlots les blocs les plus durs de ce massif granitique. On trouve dans ce granite un grand nombre de noyaux à grains fins, de forme anguleuse ou arrondie, et très riches en mica noir; des nodules de quarz enfumé de 0,2 à 0,10 de diamètre, et très fendillés, sont également fréquents en certains points.

Le granite de Chausey a fait son apparition avant la fin de l'époque cambrienne (entre x_1 et x^1), puisqu'on le trouve en

galets roulés, dans les conglomérats du sommet de ce système.

A marée basse, affleurent à W. de Containville, des gneiss fins ($x\gamma_1$), à l'aspect de pétrosilex, avec orthose, oligoclase, mica noir, chlorite, quarz, qui sont la continuation des gneiss granitiques et syénitiques de Coutances. Ces gneiss ont été sans doute formés aux dépens de schistes cambriens, par l'injection d'un granite peu différent de celui de Chausey; il est arrivé, en tous cas, avant la fin de l'époque cambrienne, puisque ces gneiss sont remaniés dans le poudingue de Granville. Ces roches ont de grandes analogies avec les gneiss granitiques et granites gneissiques ($\zeta^2\gamma_1$; $\gamma_1\zeta^2$) de Pors-Manech, Quimperlé, sur la feuille de Lorient.

Le quarz blanc (Q), de l'embarcadère de Granville, est la continuation du filon de Donville. Un filon de zinc sulfuré a été signalé dans les phyllades au S. de Granville.

Il y a eu pendant l'époque cambrienne des oscillations certaines du sol de la région; à la fin de cette époque, les roches du cambrien inférieur étaient déjà durcies et injectées par les granites à mica noir ; elles avaient été ravinées, et on constate un transport des galets du N. au S., vers la fin de l'époque cambrienne (Granville).

D'après les traditions conservées dans le pays, et d'après divers témoignages historiques, le temps ne serait pas très éloigné où les îles Chausey auraient fait partie du continent. Quelques auteurs assurent que jusqu'au commencement du VIII[e] siècle, ces roches bordaient la côte et protégeaient contre les invasions de la mer une forêt et de vastes marécages, situés entre eux et le mont St-Michel.

M. Ch. Maurice lit la note suivante :

Le **Lac tertiaire de Florissant (Colorado).**

Analyse d'un travail de M. **Samuel Scudder,**
par M. **Charles Maurice.**

C'est au nord-ouest du *South Park*, au pied et à l'ouest du pic de *Pike*, l'un des plus hauts sommets (4322m) de la chaîne principale des *Montagnes-Rocheuses* dans le *Colorado* que se trouve un petit bassin ou lac tertiaire a tuellement desséché et célèbre par sa richesse en plantes et en insectes fossiles. Au milieu de la vallée étroite qu'il occupait a été construit l'établissement de *Florissant* dont on lui a donné le nom. L'écoulement des eaux de cette vallée se fait actuellement vers le nord-ouest par un petit affluent de la *South Platte*, branche sud de la rivière *Platte*, tributaire du *Missouri* Toutefois les eaux semblent s'être déversées autrefois dans le bassin de l'*Arkansas*; le lac de *Florissant* aurait été mis à sec lors de ce renversement des eaux produit par une poussée venant du sud (peut-être du pic de *Pike*) pendant le dernier soulèvement des *Montagnes-Rocheuses*. Le cañon de la *South Platte* n'est distant du lac que d'environ 5 kilomètres.

L'emplacement du lac se reconnaît de suite à la présence, sur son ancien fond, de vertes prairies ; il avait la forme d'une L irrégulière. Ce devait être une belle nappe d'eau, peu profonde cependant, ce que prouvent les espèces de poissons recueillies, le fendillement au soleil de quelques argiles et la présence jusque dans ses eaux de troncs de *Sequoia*. Il y a quelques années, avant que le vandalisme des touristes ne les eût détruits ou renversés, il existait, en effet, près d'une butte un groupe de troncs énormes de *Sequoia*, s'élevant à 5-6 mètres de hauteur dans leur position naturelle ; le plus large avait 4 mètres de diamètre. Le lac était bordé de tous côtés par des hauteurs granitiques dont

les pentes boisées descendaient jusqu'au bord de l'eau. Tantôt elles s'élevaient abruptement, tantôt elles s'abaissaient graduellement et laissaient entre elles de profonds goulets; dans ces goulets pénétraient les eaux du lac et les iris et les roseaux y croissaient en abondance. La longueur totale de ce lac était de 16 kilomètres et demi, mais il était très étroit surtout en son milieu et, comme ses contours étaient excessivement sinueux, il ne mesurait pas moins de 60 kilomètres de tour. Des promontoires dont les pentes abruptes s'élevaient directement à plus de 20^{m} de hauteur divisaient la partie septentrionale du lac en trois bassins secondaires, tandis que la partie méridionale formait une nappe d'eau plus large et moins découpée dans laquelle se trouvaient un assez grand nombre d'îlots boisés et presqu'à fleur d'eau.

Les promontoires qui s'avançaient dans le lac sont formés de trachyte et d'autres laves volcaniques qui ont trouvé passage dans des fissures perpendiculaires à la direction de la partie supérieure du lac. Les coulées trachytiques sont limitées aux bords du bassin lacustre, mais dans le lac lui-même elles couronnent la plupart des îles. Bien d'autres effets des actions volcaniques se rencontrent d'ailleurs dans les environs. Le plus bel exemple en est le *Castellos's Ranch* dont le sommet profondément fissuré présente de grands trous cylindriques, vestiges probables d'anciens geysers; aussi cette montagne qui domine toute la vallée servit-elle longtemps, à cause de ses aspérités même, de forteresse aux Indiens.

Quant aux dépôts lacustres eux-mêmes que nous allons étudier à présent, ils sont entièrement composés de cendres et de sables volcaniques qui sous l'action de l'eau ont formé un tuf variable en couleur et en composition. Le lieu de production des cendres ne devait pas être bien éloigné de *Florissant*; ce qui le prouve c'est la différence des dépôts si l'on compare les deux points extrêmes du lac. Les diverses

couches présentent une légère inclinaison (2°) vers le nord, inclinaison produite lors de la commotion qui a vidé le bassin.

L'épaisseur totale des dépôts lacustres est d'environ 15 mètres. Une moitié environ de ces dépôts, la moitié inférieure, située en dessous de la surface actuelle du sol, se compose d'argiles compactes, à cassure conchoïdale, ne présentant que de faibles traces de stratification et sans fossiles. La moitié supérieure des dépôts (6-7^{m}) a été en grande partie érodée et enlevée, mais il en est resté çà et là des fragments le long des bords du bassin et autour des îles, ce qui en rend l'étude excessivement commode. La stratification est ici assez nette et c'est dans quelques-uns des bancs de ce niveau que l'on trouve les fossiles. Parfois on rencontre encore au dessus de ces couches des sédiments ayant une épaisseur de 1 à 3 mètres; ce sont des cailloux et sables volcaniques avec parties plus grossières qui forment une sorte de brêche; ils sont probablement synchroniques du soulèvement qui vida le bassin.

Il est de toute évidence qu'aucun cataclysme n'a contribué à la formation du lac de *Florissant*; la masse énorme de sédiments qui a été enlevée pour former l'excavation actuelle, l'a été peu à peu, sous l'action des simples agents atmosphériques; les îlots et les sédiments qui s'appuyaient sur eux sont seuls demeurés intacts; ils forment actuellement des collines de 10 à 12 mètres de hauteur, à sommet aplati et atteignant 100 mètres en longueur sur 23 de large.

Les fossiles, nous l'avons dit, ne se rencontrent que dans dans la moitié supérieure des dépôts lacustres, celle dont il ne reste plus que des portions autour des îles. Mais on ne les trouve pas uniformément répartis dans le niveau tout entier; il n'y en a que dans quatre lits d'argile distincts et séparés par d'autres bancs non fossilifères; l'un d'eux a 0^{m},60 d'épaisseur. Les plantes se rencontrent en abondance

avec les insectes, parfois cependant on en trouve dans d'autres lits. Les lignites plus grossiers n'existent qu'à la base du dépôt. Les bancs d'argile qui séparent les lits fossilifères sont très épais et uniformes; l'un d'eux atteint 1m78 de hauteur; ils varient du jaune au brun foncé. Ils nous indiquent qu'à certaines époques se produisaient d'énormes pluies de cendres ou des afflux considérables de vase trop rapidement déposés pour enfermer des traces organiques.

M. le Docteur Wadsworth, de Cambridge, a étudié la structure microscopique des roches diverses composant le tuf de *Florissant*. La composition des lits fossilifères et des bancs non fossilifères intercalés dont nous venons de parler ne varie pas d'une manière notable; il n'y a guère de différence que dans la couleur ainsi que dans la grosseur des grains et la dimension des fragments de roche emprisonnés dans le tuf. Les lits fossilifères sont ceux qui ont la structure la plus fine. D'une manière générale, le tuf de *Florissant* se compose d'une masse fondamentale jaune-brunâtre enfermant des fragments des diverses roches volcaniques des *Cordillières* (basalte, andésite, trachyte et rhyolite). Dans la masse on trouve disséminés des cristaux arrachés à ces différentes roches, cristaux de quarz, plagioclase, sanidine, olivine, magnétite, augite, etc.

Quant au mode de dépôt, il est probable que le tuf de *Florissant* est le résultat d'une pluie de cendres ou d'une coulée de boue arrivant dans une eau calme. L'eau aurait simplement étalé cette boue ou ces cendres sans les rouler, ce qui est prouvé par les fragments de roches emprisonnés et qui ne sont nullement roulés. Mais si le dépôt a été doux, il a été néanmoins rapide, car on ne rencontre aucune des traces de décomposition qui accompagnent toujours les dépôts lents.

Les conditions physiques actuelles du bassin semblent indiquer qu'il était, comme âge, postérieur aux mouvements qui ont terminé l'époque crétacée, mais antérieur au dernier soulèvement du Tertiaire, lequel s'est produit pendant ou après le Miocène. Rien n'est toutefois encore certain à cet égard.

Paléontologie. — Les insectes conservés à l'état fossile dans le bassin de *Florissant* sont en quantité prodigieuse ; on y a recueilli plus du double d'exemplaires que dans la localité célèbre d'*Œningen*, en Bavière ; la conservation y est cependant en général moins bonne. Quant aux proportions du nombre des individus des différents ordres d'insectes entre eux, la station de *Florissant* a beaucoup de points de ressemblance avec celle de *Radoboj* en Croatie. Des deux côtés, les Hyménoptères sont de beaucoup (grâce aux fourmis) les insectes les plus fréquents (40 et 57 p. c.), tandis que les Coléoptères sont rares (13 pour cent). Les Diptères arrivent à *Florissant* avec la proportion de 30 p. c., tandis que les Hémiptères, Névroptères, Orthoptères, Arachnides et surtout les Myriapodes et Lépidoptères sont rares. Nous allons passer une revue rapide de ces divers ordres d'insectes dans le lac de *Florissant*.

Parmi les *Hyménoptères*, les fourmis sont de beaucoup les plus nombreuses en individus et en espèces ; elles forment les quatre cinquièmes des insectes hyménoptères ; on en a recueilli 4,000 exemplaires environ, répartis en 50 espèces appartenant surtout aux *Formicidae*. On a trouvé environ 200 *Ichneumonidae* formant 80 espèces. Viennent ensuite les *Vespidae* (30 espèces), *Tenthredinidae*, *Cynipidae*, *Chrysidae*, dont un exemplaire avait encore sa couleur verte métallique, etc. Le plus grand spécimen recueilli est un *Bombus*.

Peu de *Lépidoptères* ont été rencontrés ; on n'a trouvé que 3 Diurnes, dont un supérieurement conservé, le *Prodryas Persephone*, puis 8 espèces de petite taille (*Pyralidae* ou *Tortricidae*).

Les *Diptères* forment presque le tiers des exemplaires recueillis à *Florissant*; souvent ils ne sont représentés que par le corps. Comme pour les fourmis, une même espèce est représentée par un grand nombre d'individus. On a rencontré 1000 exemplaires de *Bibionidae*, des *Culicidae, Chironomidae*, *Tipulidae*, ces derniers admirablement conservés; des *Sirphidae*, *Asilidae* et beaucoup de *Muscidae*.

Les deux cinquièmes des *Coléoptères* appartiennent aux *Rhynchophores* dont on a trouvé 500 exemplaires appartenant à 120 espèces. Les Coléoptères aquatiques, contrairement à ce que l'on pouvait supposer, ne sont pas très abondants; on n'en a recueilli que 70 exemplaires répartis en 20 espèces (*Dytiscus*, *Hydrophilus*). On a trouvé des *Carabidae* (90 exemplaires), des *Staphylinidae*, *Scarabeidae* (30 espèces), des *Buprestidae* en général bien conservés et de grande taille, des *Elateridae*, de beaux *Cerambycidae*, des *Tenebrionidae*, etc.

Parmi les *Hémiptères*, on a rencontré 100 espèces d'*Heteroptera* appartenant aux familles des *Lygaeidae*, *Reduviidae*, *Pentatomidae*, *Coreidae*. Il n'existait que 2 ou 3 espèces de punaises d'eau, dont une très belle *Corixa*. Les *Homoptera*, en général mieux conservés que les *Heteroptera*, étaient représentés par 65 espèces dont la moitié appartient aux *Cercopida*. Signalons encore deux gigantesques *Aphrophorina* et 8 espèces d'*Aphidiens*.

Les *Orthoptères* sont représentés par une soixantaine d'espèces dont les trois quarts appartiennent aux *Forficulariae;* plusieurs avaient des pinces gigantesques. Viennent ensuite quelques espèces des *Locustrariae*, *Acridii*, 1 *Phasmien* et 2 *Blattes*.

Les *Névroptères* appartiennent en grande partie aux *Phryganidae*; on en a recueilli une centaine d'exemplaires répartis en 15 à 20 espèces. L'état larvaire n'a pas été conservé. 12 espèces appartiennent aux *Névroptères planipennes*; toutes sont nouvelles et la plupart font partie des *Raphidiidae*.

Les *Hemerobidae* ne sont représentés que par une seule espèce. Signalons encore 4 espèces de *Chrysopidae*, une *Panorpa*, un *Lepisma* et les larves et nymphes de trois espèces d'*Ephemeridae*; ces dernières n'avaient pas encore été rencontrées à cet état. Les 6 espèces d'*Odonata* de *Florissant*, comparées à celles des argiles de *Green River* dans le Wyoming, montrent la concordance des deux faunes qui étaient subtropicales. Les *Termitina* ont fourni 26 exemplaires répartis en 6 espèces ; dans ce nombre se trouve un seul exemplaires d'ouvrière ; c'est la seconde fois qu'on en rencontre à l'état fossile.

Les *Arachnida* ont fourni 78 exemplaires et 32 espèces. Toutes sont des *Aranéides* ou vraies araignées. Cette abondance des aranéides à l'exclusion des autres groupes d'araignées est d'autant plus remarquable que dans les périodes antérieures, périodes secondaire et primaire, les vraies araignées faisaient pour ainsi dire défaut, on n'en avait rencontré que trois exemplaires, tandis que les autres arachnides étaient relativement abondantes. On voit que la proportion des groupes a été renversée avant l'époque tertiaire. Ajoutons que le même phénomène a été constaté en Europe où beaucoup d'araignées ont été trouvées dans l'ambre; on trouve toutefois en Europe des représentants des autres groupes. A *Florissant*, on rencontre surtout des *Epeiridae;* les *Drassidae* viennent ensuite. Signalons encore la présence d'un nouveau genre intéressant, *Parattus*, auquel on rapporte les 3 espèces trouvées de la famille des *Attidae*.

Parmi les *Myriapodes* on n'a rencontré que des fragments appartenant à une grande espèce de *Julus*.

Enfin, on a trouvé en assez grande abondance une forme animale étrange et qu'on ne sait où ranger. Le corps, de 10^{mm} de long, a la forme d'un *Oniscus*, il semble formé de quatre segments égaux dont les trois premiers portent de longues pattes armées d'une griffe simple. Le premier

segment porte antérieurement une échancrure médiane. Sur aucun des 30 à 40 exemplaires recueillis on n'a rencontré de trace de tête et la partie antérieure du tube digestif semble protractile et se prolonge en avant du corps. On ne trouve aucune trace d'yeux ou d'antennes. L'abdomen à son extrémité porte un ensemble de pièces qui semblent avoir eu pour but de faire avancer le corps en arrière. Scudder hésite à faire de ce type une larve aquatique; on ne connaît, en effet aucun groupe dont les larves aient quelque ressemblance avec l'animal que nous venons de décrire. D'un autre côté, si on examine de près la segmentation dont nous avons parlé, on voit qu'elle n'est qu'apparente et ce fait exclut notre animal de la classe des *Crustacés*, à moins cependant que l'on n'en fasse avec le Professeur Hyatt un type parasite.

A part les insectes, on trouve peu de restes animaux à *Florissant*. On rencontre cependant assez communément une espèce de *Planorbis*; outre cette espèce, on n'a trouvé parmi les *Mollusques* qu'une seule *Physa* et un bivalve indéterminé.

Les *Poissons* sont également peu abondants; 8 espèces seulement ont été rencontrées, ce sont : 2 *Amiidae* (*Amia*), 2 *Cyprinodontes* (*Tricophanes*), 3 *Catastomidae* du genre *Amyzon* et 1 *Siluridae* (*Rhineastes*). Tous ont été classés par M. Cope.

Enfin, plusieurs plumes d'oiseaux ont été trouvées; on possède aussi un *Passereau* assez bien conservé avec les os et les plumes, puis un *Plouvier* et un *Pinson*.

Les plantes, bien que moins abondantes que les insectes, sont excessivement nombreuses; plusieurs milliers d'exemplaires ont déjà passé par les mains de M. Lesquereux. Parmi les plantes *phanérogames* on peut citer d'abord dans les familles *polypétales* : quelques fleurs à longues étamines d'une espèce de *Malvaceae*, 1 *Tilia*, 1 *Ailanthus*, 3 espèces de *Rhus*, une espèce de *Juglandeae*, une de *Rhamnaceae*. Les *Sapindaceae* étaient très abondants, on en trouve 5 espèces

des genres *Staphylea*, *Sapindus* et *Acer* avec fleurs, feuilles et fruits. Il existait un grand nombre de *Légumineuses* (*Robinia, Acacia*, etc.). Parmi les *Rosacées*, on a rencontré un *Prunus*, une *Spiraea*, une *Rosa* et de belles feuilles d'un *Amelanchier*. Citons enfin un *Liquidambar*, un *Weinmannia* et un *Aralia* A part le *Liquidambar*, aucune de ces formes n'est commune avec celles d'Europe.

Les plantes *monopétales* sont représentées par 1 *Vaccinium*, 2 *Andromeda*, 2 *Ilex*, 1 *Catalpa*, 1 *Diospyros*, 4 espèces de *Fraxinus* et une branche en fleur d'*Olivier*.

Les *Angiospermes apétales* présentent à *Florissant* une grande variété de formes; plusieurs sont identiques aux espèces tertiaires d'autres pays. Les *Urticacae* sont de toutes les plantes les plus nombreuses. On a, en effet, rencontré 3 espèces d'*Ulmus*, 1 *Celtis*, 1 *Ficus* et 2 *Planera* qui comprennent à elles seules presque la moitié (environ 2,000) des échantillons recueillis. Signalons ensuite 2 espèces de *Juglandaceae*, 6 *Cupuliferae* (*Quercus* et *Carpinus*), de très nombreux *Myricaceae* (*Myrica* et *Callicoma*) qui sont les plus abondants comme individus après les *Planera*. Citons encore 1 *Betula*, 1 *Alnus*, 4 *Salix* et 1 *Populus*.

Parmi les *Conifères*, il existait une grande variété d'espèces qui toutes, sauf une, sont représentées dans les flores d'Europe. Il y avait 5 espèces réparties en 4 genres : *Pinus, Taxodium*, *Glyptostrobus*, *Sequoia* (2 espèces).

Des ordres inférieurs de plantes, on a trouvé parmi les *Palmiers* un grand exemplaire de *Sabal*, puis un *Acorus*, des feuilles bien conservées de *Typha*, 2 espèces de *Potamogeton*, des feuilles d'*Iris*, 2 fragments de *Phragmites*, de nombreux spécimens d'une espèce de *Filices*. Signalons encore parmi les *Rhizocarpae* une espèce de *Salvinia* et enfin une *Mousse* (*Hypnum*) et deux exemplaires d'un *Chara*. M. Lesquereux attribue aux *Proteae* un grand nombre de feuilles sans aucune nervation et qui ont un aspect tout particulier.

En résumé, on a trouvé jusqu'ici dans ces lits de *Florissant* de 90 à 100 espèces de plantes dont la moitié appartient aux *Phanérogames apétales*. Les deux cinquièmes environ des espèces se retrouvent dans la flore tertiaire de l'Europe.

Cherchons maintenant quelles sont au point de vue climatologique et au point de vue des conditions physiques, ainsi que de l'âge du lac, les conclusions que l'on peut tirer de l'étude des plantes et des insectes que nous venons de citer.

L'ensemble des plantes et des insectes indique un climat analogue à celui que nous rencontrons aujourd'hui en *Géorgie* ou bien sur le rivage nord du golfe de *Mexico* en Amérique et à celui des bords de la *Méditerranée* en Europe. Parmi les insectes, bien des types que Scudder énumère, mais surtout les fourmis blanches, sont la preuve d'un climat chaud lors de l'époque tertiaire. Cette température élevée semblera d'autant plus remarquable lorsque l'on saura que *Florissant* est à 2,500 mètres d'altitude. Le climat était donc *beaucoup* plus chaud alors qu'aujourd'hui. Le lac devait, comme à l'époque actuelle, se trouver entouré de montagnes, ce qui est indiqué non seulement par la constitution géologique du pays, mais aussi par la prédominence des *Conifères* et d'arbres de petite taille; c'est là une végétation de plateaux ou de vallées dans les montagnes. Les arbres devaient croître jusque sur les bords du lac, ce qui est indiqué par ce fait que les feuilles sont posées à plat et n'ont nullement été roulées comme dans le cas où des torrents les auraient apportées.

Le lac de Florissant, dont nous avons donné au début de cette analyse la description d'après Scudder ne devait toutefois pas être toujours une belle nappe d'eau, suivant l'expression de l'auteur ; d'après M. Lesquereux, il était à sec régulièrement chaque été. Nous ne pouvons pas, en effet, distinguer ici, comme à *Œningen*, les saisons successives d'une même année, lesquelles nous sont indiquées par des

fleurs, et des fruits déposés pendant les saisons correspondantes. A *Florissant*, nous ne trouvons que les productions du printemps ; aucun fruit dur n'a été rencontré, mais on a recueilli, au contraire, des fleurs et des carpelles non encore mûris d'orme et d'érable, ainsi que des branches bien conservées de *Taxodium*, lesquelles ne se détachent qu'en hiver ou au premier printemps. Tout nous porte donc à croire que le dépôt des végétaux se faisait au printemps, tandis que plus tard, le lac étant désséché, la fossilisation ne pouvait plus se produire.

La présence de poissons et des plantes et insectes aquatiques, que Scudder avait citée à l'encontre de l'opinion de M. Lesquereux, peut s'expliquer de bien des manières différentes, sans être obligé d'y voir la preuve d'une pièce d'eau permanente. D'ailleurs il faut se rappeler à ce sujet que les insectes aquatiques (*Hydrophilus*, larves de *Névroptères*) sont rares dans les dépôts de *Florissant*, ce qui appuie encore l'opinion émise par M. Lesquereux.

Notons encore que les eaux du lac devaient être douces, ce qui est indiqué par les espèces de plantes et d'insectes aquatiques recueillis.

Quant à l'âge du bassin, on peut difficilement le déterminer d'une manière précise quant à présent. L'étude des restes organiques fossilisés dans le lac n'a pas encore été poussée assez loin. M. Cope en fait de l'Eocène supérieur ou du Miocène inférieur, M. Lesquereux du Miocène inférieur ou de l'Oligocène. On ne pourra assigner au lac de *Florissant* un âge certain que plus tard, alors qu'on aura comparé ses insectes avec ceux rencontrés en Europe; nous pouvons, en tout cas dire, dès à présent, que ce lac existait, sinon pendant, du moins bien près de la période oligocène.

Séance du 17 Décembre 1884.

M. Lecocq fait la lecture suivante :

Excursion
de l'Association française pour l'avancement des sciences
(sections de géologie et d'anthropologie)
faite à **Thenay**, *le 8 Septembre 1884, lors du Congrès à Blois,*
par M. **Lecocq.**

Tous les géologues connaissent la question des silex taillés de l'abbé Bourgeois, question posée il y a dix-sept ans et résolue seulement aujourd'hui, ou à peu près du moins, par l'Association française.

Thenay est près de Pont-Levoy où demeurait le savant abbé ; c'est à Thenay surtout qu'il a fait des fouilles et trouvé des instruments tertiaires semblables à ceux de la surface du sol, c'est-à-dire des outils pour couper, percer, racler ou frapper; mais beaucoup de ces instruments, croyait-il, avaient été déformés par le feu.

Thenay est à environ 20 k. de Blois. Or, les Membres intéressés de l'Association française ne pouvaient pas ne pas aller à la recherche de ces silex, qui ont fait tant de bruit, sur les lieux mêmes exploités par l'abbé Bourgeois. C'est ce qu'ils firent, et je suivis l'excursion.

Au village de Thenay, M. d'Ault-Dumesnil qui nous y avait précédé de quelques jours, avait fait préparer des coupes qui ont permis aux excursionnistes de constater tout d'abord la superposition de couches bien en place.

Ainsi, dans ce village, sur la route de Combres, voyait-on, de haut en bas, les faluns, les sables de l'Orléanais, puis les calcaires de Beauce (alternance de marnes et de calcaires), et à la base l'argile à silex d'où proviennent les quelques échantillons que je mets sous vos yeux.

C'est parmi ces silex que se sont rencontrés les instruments de l'homme tertiaire de l'abbé Bourgeois.

« La superposition des couches, a dit M. Cotteau, n'a été » douteuse pour personne ; la couche à silex appartient au » terrain miocène ou plutôt, conformément à l'opinion de » M Douvillié, que la plupart des Membres du Congrès m'ont » paru adopter, à l'*étage éocène*, c'est-à-dire à une couche » supérieure et remaniée de l'argile à silex qui occupe par- » tout le fond du lac de Beauce. »

A un autre côté du village, près d'un ruisseau, avait été préparé un fossé de 1^m50 de large environ, mettant à nu les calcaires de Beauce jusqu'à l'argile à silex que des ouvriers, requis à cet effet, ont déblayé en notre présence.

Je n'ai pas besoin de vous dire que chaque pelletée de cette argile était aussitôt ramassée et triée et que chaque silex était étudié sur place et empoché.

Maintenant, qu'est-il résulté des recherches des quarante Membres du Congrès présents à Thenay ?

Ont-ils rencontré là, dans ces silex tous les signes auxquels on reconnait l'action de l'homme, savoir : les retouches, les entailles symétriques, les entailles artificielles produites pour correspondre à une entaille naturelle, les traces d'usure et surtout la reproduction multipliée de certaines formes ?

Non.

Cependant on y a trouvé des silex craquelés ; mais il est résulté des discussions qui ont eu lieu, soit à Thenay, soit à Blois, que le craquelage attribué au feu et à l'action de l'homme a pu être produit par une cause physique demeurée jusqu'ici inconnue (voir le rapport de M. Cotteau, *Revue scientifique*, n° 17, du 25 Octobre 1884).

De sorte que, quant à moi, je suis revenu de Blois très satisfait d'avoir assisté à l'unique excursion faite par le Congrès, mais avec l'intime conviction que l'homme tertiaire de l'abbé Bourgeois n'a laissé aucune trace à Thenay.

M. **Adolphe Gosselet** lit, au nom de son père, un mémoire sur la géologie du grand-duché de Luxembourg.

M. **Six** revient sur la communication de M. Calderon qu'il a lue dans la dernière séance concernant l'orographie de la péninsule hispanique. Il montre les conséquences qu'a eues, au point de vue de l'économie, de la faune, de la flore, etc., la structure de cette région. Il rappelle que, chose rare, les géographes ont devancé les géologues dans la conception vraie de l'orographie espagnole et fait ressortir tout le parti, aussi utile au point de vue pratique, qu'au point de vue théorique, que l'on peut tirer de ces idées.

Séance extraordinaire du 23 Décembre 1884.

La Société, convoquée spécialement à cet effet, vote un article additionnel à son règlement.

Séance du 7 Janvier 1885.

La Société procède au renouvellement du Bureau.

Sont élus pour 1885 :

Président	MM. de Guerne.
Vice-Président	Duponchelle.
Secrétaire	Boussemaer.
Trésorier	Crespel.
Bibliothécaire	Ch. Maurice.

M. **Ladrière** est élu Membre du Conseil en remplacement de M. Ortlieb.

M. **Ch. Barrois** montre à la Société des fossiles recueillis à Mons-en-Pévèle par M. Herreng.

Le même Membre fait une communication sur la *Structure et le métamorphisme des Montagnes-Noires.*

Il lit ensuite la note suivante :

Observations sur des **sédiments clastiques** *du bassin de Paris, d'après le mémoire du Dr* **Hans Thürach** (1), *par le Dr* **Ch. Barrois.**

L'origine clastique de la plupart des sédiments, sables, grès, calcaires, etc., du bassin parisien est établie depuis le temps de Brongniart. L'étude minéralogique de ces dépôts n'a toutefois fait depuis lors que des progrès très lents.

Un mémoire de M. Thürach sur la répartition du zircon et des oxydes de titane dans les roches, vient de montrer récemment quel serait pour la géologie l'intérêt de cette étude, si elle était menée d'une façon systématique.

Dans le mémoire cité, M. Thürach n'a considéré qu'incidemment quelques roches du bassin de Paris, il y a reconnu à l'état remanié les minéraux lourds suivants :

Sable de Châlons sur-Vesle : Anatase (pas rare) en gros cristaux tabulaires roulés, zircon (très commun), rutile (pas commun), staurotide (très commune), tourmaline (rare).

Calcaire grossier supérieur de Vaugirard : Anatase r., en gros cristaux tabulaires roulés, brookite r. en cristaux peu roulés de $0^{mm},08$, zircon c., rutile c., tourmaline c., staurotide c., grenat p. r.

Sable oligocène de Bergh (*Belgique*) : Anatase r., brookite r. en tables de $0^{mm},13$, zircon t. c., rutile c., tourmaline r., staurotide r., grenat t. c., glaucophane t. r.

Tuffeau de Maestricht : Anatase t. r. roulé, zircon t. c., rutile c., tourmaline t. c., grenat c., staurotide t. c.

Craie blanche de Champagne : Le résidu de la dissolution

(1) *Dr Hans Thürach* : Ueber das Vorkommen mikrokopischer Zirkone- und Titan-Mineralien, Verhandl. der phys.-med. Gesellschaft zu Würzburg, N. F., 28ter Bd., n° 10, 1884.

de 1 kilog. de craie blanche dans l'acide sulfurique fournit les cristaux suivants : anatase t. r., en minces lamelles de $0^{mm},04$, brookite t. r., zircon r. atteignant $0^{mm},09$, rutile t. r., tourmaline r.

M. **Gosselet** termine la lecture de son mémoire sur la structure géologique et l'orographie du grand-duché de Luxembourg.

Séance du 21 Janvier 1885.

M. le Président annonce que M. **Ch. Barrois** vient d'être désigné par l'Académie des Sciences de Paris pour faire partie de la mission qui, sous la direction de M. Fouqué, Membre de l'Institut, doit aller étudier les phénomènes du tremblement de terre d'Espagne

M. Gosselet fait la communication suivante :

Note sur les **schistes de Bastogne,**
par M. **J. Gosselet.**

Dans un travail précédent (1), j'ai rapporté les roches des environs de Bastogne au gédinnien et je les ai considérés comme un faciès spécial des schistes de Saint-Hubert. Ces roches sont essentiellement des schistes et des grès.

Les schistes sont noirs, phylladiques ou compacts. Les schistes compacts ont souvent une texture finement grenue; souvent aussi ils ont une apparence zonaire, due à ce qu'ils sont formés de petites couches alternativement noires et blanches ou grises. Ils prennent en se décomposant une teinte verdâtre.

(1) *Note sur les schistes de Saint-Hubert dans le Luxembourg et principalement dans le bassin de Neufchâteau.* Ann. soc. géol. du Nord, t. XI, p. 258, 1884.

Quelques schistes des environs de Bastogne présentent des cavités polyédriques que Dumont attribuait à la disparition d'un minéral clinoédrique dont il ne connaissait pas la nature. Nous ne sommes pas plus avancés aujourd'hui.

Les schistes de Bastogne, comme tous les schistes du devonien inférieur de l'Ardenne, se montrent au microscope formés de petits grains de quarz qui sont empâtés dans du mica blanc. On y voit aussi de petits cristaux de tourmaline; mais le rutile, généralement si abondant dans les phyllades, y est beaucoup plus rare. Comme les schistes de Sainte-Marie, ils contiennent du graphite qui est presque toujours à l'état de grains, mais qui se présente aussi sous forme tabulaire (Morhet).

On ne voit rien de plus dans les schistes à cavités clinoédriques; l'observation microscopique n'y fait rien découvrir qui puisse mettre sur la voie pour déterminer la nature des cristaux disparus.

Les schistes de Bastogne montrent comme minéraux accessoires la biotite, la chlorite, l'ilménite, le zircon et le sphène. Ces deux derniers minéraux sont tellement sporadiques qu'ils ne peuvent pas donner lieu à des observations spéciales. Il n'en est pas de même des autres.

La biotite n'est pas générale dans cette assise comme elle l'est dans celle de Bertrix; elle semble en relation avec les phénomènes locaux du métamorphisme; et dans ce cas elle est parfois assez abondante pour que la roche soit transformée en cornéenne [1].

---

(1) Sous le nom de cornéenne, j'ai désigné (*Ann. soc géol. du Nord*, t. XI, p. 178), une roche noire, dure, tenace, formée de biotite et de quarz en grains anguleux recristallisés On a beaucoup critiqué ce nom et peut-être avec raison, car la roche n'est ni la cornéenne de Cordier, ni le Hornfels des Allemands. Je me déclare donc prêt à l'abandonner, dès que j'en aurais trouvé un meilleur.

On doit, d'après les derniers travaux de M. Renard [1] rapprocher de l'ilménite un minéral qui se montre sous forme de petites lamelles brillantes que Dumont avait souvent considéré comme de l'ottrélite et qui présente au microscope, dans les plaques minces, des sections elliptiques, opaques et noires. L'ilménite est concentrée dans la région de Morhet et de Sibret.

La chlorite pourrait dériver de la biotite ; cependant on la rencontre constamment avec l'oligiste, tandis que la réunion de la biotite et de l'oligiste est très rare.

Les zones claires que l'on observe dans les schistes zonaires ont une composition minéralogique qui diffère un peu de celle des zones foncées. Elles contiennent moins de graphite, moins de mica blanc et par conséquent beaucoup plus de quarz ; ce minéral y est aussi en grains plus gros. Il semble que ce sont d'anciennes plages sableuses. La biotite, lorsqu'elle y existe, se trouve aussi bien dans les zones claires que dans les zones foncées.

Le grès de Bastogne est formé de gros grains de quarz recristallisés, irréguliers ou subhéxagonaux, quelquefois mélangés de quarz à petits grains, comme dans les schistes, de mica blanc et de graphite, qui lui donne une teinte grise. Presque toujours il contient du sphène et du zircon, souvent même les deux minéraux y sont réunis. La tourmaline y est plus rare ; elle s'y montre en grains irréguliers, d'origine clastique. La magnétite est visible dans quelques-uns de mes échantillons ; mais, fait singulier, elle ne se voit que dans ceux qui ne renferment pas de graphite. Le grès de Bastogne est toujours coloré en vert ou en gris par de la chlorite ou de la biotite. Ces deux minéraux s'y montrent souvent réunis et lorsque l'un d'eux manque, c'est plus généralement la biotite. On pourrait considérer la chlorite comme un pro-

(1) Communication inédite Depuis la lecture de cette note, M. Renard a publié ses recherches sur les phyllades à ilménite (*Bulletin du Musée d'Histoire naturelle de Belgique*, III, p. 257).

duit d'altération de la biotite. Cependant je crois plutôt que les grès étaient primitivement chloritifères et que, sous l'influence du métamorphisme qu'ils ont subi, la chlorite a été transformée partiellement en biotite.

Presque tous les grès de Bastogne ont une structure stratoïde; ils sont formés de zones alternativement claires et foncées, celles-ci étant plus riches en biotite et en chlorite; d'autres sont uniformément vert-sombre ou noir.

Beaucoup de ces roches sont peu cohérentes; les schistes zonaires et les grès stratoïdes, en particulier, se désagrègent avec la plus grande facilité. Sous l'influence atmosphérique, il se produit un sable argileux, verdâtre, très caractéristique du faciès de Bastogne.

La région de Bastogne a souvent été considérée comme la plus métamorphique de l'Ardenne devonienne, bien qu'elle le soit peut-être moins que les environs de Recogne et de Remagne; mais à Bastogne, Dumont a trouvé des grenats dans une roche fossilifère, où Sandberger a reconnu des *Spirifer macropterus* et des *Chonetes sarcinulata*. Pas plus que M. Renard, je n'ai trouvé la lentille grenatifère et fossilifère, citée par Dumont, à la carrière Marquet, près de Bastogne; mais au S.-E. de Morhet, près du bois de Belle-Eau, j'ai ramassé dans une carrière une sorte de grauwacke fossilifère remplie de grenats. Les fossiles sont écrasés, déformés; cependant on peut y reconnaître plusieurs gastéropodes et des lamellibranches.

Je n'insisterai pas sur les roches métamorphiques grenatifères et amphibolifères. Je renvoie à la belle étude qu'en a faite M. Renard dans le *Bulletin du Musée royal d'histoire naturelle de Bruxelles*.

La cornéenne est exploitée comme ballast sur la voie ferrée au nord de Bastogne. Elle forme plusieurs couches ondulées qui plongent vers le nord sous un angle moyen de

30° et qui sont traversées perpendiculairement par des filons de quarz hyalin et de bastonite. On remarque que ce gîte de cornéenne, le seul que j'ai trouvé aux environs de Bastogne, est aussi le seul affleurement dont les couches se recourbent vers le nord sous un angle assez faible. C'est un nouveau fait à ajouter à ceux que j'ai donnés précédemment pour expliquer la formation de la cornéenne.

Dans une *Note sur la faille de Remagne et sur le métamorphisme qu'elle a produit* (1), j'ai exprimé l'opinion que la cornéenne est le résultat d'un métamorphisme tout local. Elle se serait produite lorsqu'un obstacle quelconque a arrêté le mouvement qui entraînait toutes les couches vers le nord sous l'influence de la pression venant du sud. Les couches se sont alors courbées en butant contre l'obstacle et se sont métamorphisées sous l'influence de la chaleur produite par la destruction du mouvement.

Cette explication, qui n'est qu'une simple hypothèse, a pour but de faire ressortir les relations qui existent entre la disposition des schistes et leur transformation en cornéenne. En effet, la cornéenne n'existe que là où la couche schisteuse est courbée et seulement dans la partie de la courbe qui plonge au nord ; la partie qui plonge au sud contient bien un peu de biotite, mais elle n'est pas de la cornéenne. Depuis Paliseul jusqu'à Bastogne, partout où on constate une faible inclinaison des schistes vers le nord, ce qui est rare, on trouve de la cornéenne Il y a évidemment dans cette coïncidence une relation de cause à effet dont il est impossible de ne pas tenir compte.

A la ballastière de Bastogne, la cornéenne repose sur des grès qui forment probablement la clef de la voûte : ils contiennent une grande quantité de biotite et on y trouve des nodules chargés de grenat, d'amphibole et de zircon.

(1) Ann. soc. géol. du Nord, X, p. 189.

Sur la route de Bastogne à Longvilly, il y a des carrières où on exploite des grès qui, d'après leur position, sont sur le versant sud du pli précité. Les couches sont aussi ondulées, leur stratification, bien que confuse, semble indiquer une légère inclinaison vers le S. 50° E. ; on y trouve encore un peu de biotite, le zircon est plus rare. Les schistes qui sont au-dessus ne présentent pas l'aspect de la cornéenne. Ceux qui sont au-dessous sont zonaires et ne contiennent pas de biotite.

Coupe générale de l'assise. — L'assise de Bastogne a son type aux environs de cette ville. Il n'existe aucune coupe transversale qui puisse en faire connaître la structure complète ; mais en examinant une série d'affleurements dans une direction perpendiculaire aux couches, on peut en prendre une vue d'ensemble.

La tranchée de la gare à Bastogne est ouverte dans des schistes noirs, arénacés, très altérés, avec bancs de grès verdâtre également altéré ; les mieux conservés montrent au microscope de l'ilménite, de la chlorite et du zircon. Dumont a signalé des grenats dans le voisinage. Tout le sol des chemins de terre qui sont autour est formé de sable noir-verdâtre, caractéristique de l'assise.

A 1 kil. au nord, près de la route de La Roche, il y a plusieurs carrières dans des schistes compacts, zonaires, alternant avec des bancs de grès stratoïde, quelquefois amphibolifère.

500 mètres au nord, à Savy, il y a aussi des carrières de grès stratoïde, gris foncé, en bancs dans des schistes noirs. 500 mètres plus loin, toujours dans la même direction du N.-O., on trouve des carrières dans des roches analogues ; mais les schistes contiennent des cavités clinoédriques. Au pont de Niblamont, les schistes noirs deviennent plus phylladiques ; au delà on rencontre encore des schistes noirs

compacts, mais on n'y voit plus de cavités clinoédriques, ni de zone vert-clair, de telle sorte qu'on pourrait les rapporter aux schistes de La Roche. Je signale dès ce moment le passage insensible qui semble exister entre les deux assises.

Au S.-E. de Bastogne, les schistes zonaires, se décomposant en sable verdâtre, deviennent beaucoup plus rares. Ce sont les schistes noirs qui prédominent; on en voit le type contre la ville même, à la carrière Marquet et aux carrières voisines. Ils sont accompagnés de bancs interstratifiés de grès gris que l'on exploite surtout à la carrière Blairot. On y trouve, mais en très petite quantité, du zircon et de la biotite.

C'est presque dans le prolongement des couches exploitées dans ces carrières, que sont les affleurements de la route de Longvilly, dont il a été question plus haut On y voit un schiste zonaire surmonté de grès légèrement biotitifères; puis vient une série de grès et de schistes noirs où l'on observe tantôt des cavités clinoédriques, tantôt des paillettes d'ilménite.

Presque tous les affleurements des routes d'Arlon, de Villers-la-Bonne-Eau, de Wiltz, de Longvilly, montrent des schistes feuilletés tendres légèrement ilménitifères; d'autres fois, ils sont plus compacts et sont alors criblés de cavités clinoédriques. On y trouve interstratifiés des bancs de grès gris stratoïdes et aussi, mais plus rarement, des schistes zonaires.

A mesure que l'on avance vers le S.-E., les schistes deviennent plus fins, durs et fissiles. L'ilménite diminue, les cavités clinoédriques ne s'y montrent plus; on est dans les schistes d'Alle. Il y a passage insensible d'une assise à l'autre.

On voit donc qu'aux environs de Bastogne les schistes zonaires et les grès stratoïdes à poussière verte, qui peuvent être regardés comme la partie essentielle de l'assise, constituent une zone moyenne limitée au sud comme au nord par

des schistes noirs compacts souvent criblés de cavités clinoédriques. Ceux-ci, de leur côté, passent insensiblement au nord aux schistes de La Roche, au sud aux phyllades d'Alle. Or, les schistes de La Roche (partie inférieure) et les phyllades d'Alle ne sont que deux faciès assez peu différents d'une seule et même assise, celle des grès d'Anor.

On serait, par conséquent conduit à considérer les couches de Bastogne comme formant une voûte au milieu des schistes noirs. C'était, je crois, l'opinion de Dumont. Je n'accepte pas complètement cette hypothèse; néanmoins, avant de la discuter, j'exposerai mes observations sur les diverses zones des schistes de Bastogne en commençant par la zone moyenne.

Zone à poussière verte. — La zone à poussière verte caractéristique de l'assise de Bastogne s'étend dans la direction de la voie ferrée depuis la station de Morhet jusqu'à celle de Bourcy.

Les tranchées du chemin de fer de Bastogne, situées à l'O. de Morhet aux bornes kilométriques 15, 16 et 17, montrent des schistes ilménitifères avec quelques bancs de grès stratoïdes et de schistes arénacés qui donnent lieu, par décomposition, à un sable noir-verdâtre.

A l'O. de Morhet et au nord de ces tranchées, le sol est presque plat; cependant, autour de Remiens, il y a quelques carrières. Celles qui sont situées à l'O. du village fournissent des grès stratoïdes, verts, très durs, avec nodules de grès grenatifères; ils pourraient appartenir à l'assise de Sainte-Marie, comme à celle de Bastogne; mais les carrières de l'E. sont ouvertes dans des schistes très tendres avec paillettes d'ilménite et le sol du village est formé par le sable vert sombre caractéristique de la seconde assise. On peut donc admettre que le faciès de Bastogne s'étend à l'O. jusqu'à Remiens.

Dans la tranchée du kilomètre 14 (située à l'O. de la tranchée du kilomètre 15) j'ai vainement cherché des paillettes d'ilménite ; le schiste est très altéré ; il est rougi par oxydation et alterne avec des couches nombreuses de grès stratoïde. La tranchée du kilomètre 12, située plus à l'O. encore, est ouverte dans des grès stratoïdes en plaquettes accompagnés de quelques bancs de schistes noirs légèrement pailletés Leur caractère est assez indécis.

Dans le bois de Wavre, à 300 m. de la borne 13, on recueille sur le sol des débris de grès schistoïde; 300 m. plus loin un chemin creux m'a fourni des schistes noirs très légèrement pailletés, peut-être ilménitifères; à 460 mètres de là, sur le territoire de Remagne, j'ai recueilli des schistes noirs finement feuilletés, non pailletés et du grès stratoïde amphibolifère ; à 400 mètres au nord, le sol est parsemé de grès dur, grisâtre ou stratoïde ; on y trouve aussi quelques fragments de grès grenatifère.

Ainsi, sur une distance de 1,500 mètres au nord de la borne 13, on n'aperçoit que des fragments de roches à caractère peu net. Du reste, le pays présente une plaine d'un millier d'hectares, couverte de bois ou de landes ; les chemins creux y sont très rares et ne montrent qu'un limon jaunâtre, bien différent du sable vert sombre des environs de Bastogne ; il n'y a d'affleurements que sur les éminences et celles-ci, toujours faibles, sont formées par du grès stratoïde, qui ne fournit aucune indication d'assise.

A l'est de cette plaine, on trouve les schistes de Bastogne ; à l'ouest, les schistes de Sainte-Marie. Une étude détaillée, accompagnée de sondages, comme en fait l'admirable service de la carte géologique de Belgique, permettra seule de tracer la limite exacte des deux faciès.

Provisoirement on peut admettre qu'elle suit une ligne dirigée du nord au sud et passant à l'O. de Remiens. Elle est

très oblique par rapport à la direction des couches, qui est environ de l'O. 60° S. à l'E. 60° N.

Le passage d'un faciès à l'autre doit être insensible, les schistes se chargent de paillettes d'ilménite, ils deviennent plus noirs, moins fissiles, plus arénacés; on voit s'y produire des zones plus claires et plus quarzeuses; en s'altérant ils prennent une teinte verdâtre. Les couches lenticulaires de grès stratoïdes continuent à se présenter avec la même disposition et le métamorphisme y offre les mêmes caractères.

La tranchée de la station de Morhet est ouverte dans des schistes ilménitifères arénacés, noir-verdâtre, accompagnés de grès stratoïdes tendres. Une carrière, située à 500 mètres au N. de la gare sur la route de Saint-Hubert, m'a fourni du grès vert compact, où on voit au microscope quelques rares lamelles de biotite et quelques grains de feldspath triclinique probablement roulés. Il est accompagné de schiste pailleté noir ilménitifère : incl. S. 30° E. = 40°. La couleur vert-noirâtre du sol s'étend jusqu'auprès du village.

La gare de Sibret est, comme celle de Morhet, dans des schistes ilménitifères noirs, tendres, à poussière verdâtre, mélangés de bancs de grès stratoïdes. On suit ces mêmes couches au nord jusqu'au delà du village de Sibret; on les retrouve dans les tranchées de la route et de la voie ferrée, à l'est de la gare; puis, dans une carrière près du chemin d'Assenois (incl. S. 20° E.), tout le long de la route de Sibret à Bastogne et sur le chemin d'Assenois à cette ville.

La tranchée qui est ouverte à Bastogne au delà de la gare montre aussi des schistes noirs plus ou moins arénacés et des grès tendres stratoïdes.

A l'ouest de Bastogne, la zone à poussière verdâtre paraît avoir une grande largeur, car on la suit jusqu'à Isle-la-Hesse, Sénonchamp et même jusqu'au bois de Fragotte. Mais il ne faut pas oublier que l'apparence poussiéreuse et vert-sombre du sol est due à la décomposition des grès stratoïdes et des

schistes arénacés chloritifères ; elle doit se montrer là où ces roches dominent, mais elle n'indique pas une zone géologique bien définie.

Le sol entre Bastogne et Savy, sur la route de La Roche, présente la couleur vert sombre caractéristique; près de la route il y plusieurs carrières dans des schistes noirs, compacts, zonaires, accompagnés de grès stratoïdes. Certains bancs de schistes zonaires contiennent d'abondantes paillettes de mica noir et, dans les grès stratoïdes, on rencontre encore des nodules de grès amphibolifère et grenatifère.

Sur la route d'Houffalize, on voit au nord et près de Luzery une tranchée ouverte dans des schistes arénacés d'aspect bastonien ; un peu à l'O., il y a une carrière de schistes noirs, compacts et zonaires.

Sur le chemin de Bastogne à Bourcy et le long de la voie ferrée, le sol est formé par le limon sableux vert-sombre si caractéristique de la zone de Bastogne. On y rencontre, un peu à l'O. de Bizory des carrières de schistes compacts ou zonaires.

A Bourcy, le long du chemin de fer, on trouve encore des schistes sableux noirs très altérables ; mais le limon, produit de leur décomposition, n'a plus la même teinte verdâtre que près de Bastogne. Il présente, au contraire, cette teinte mieux développée à l'O. de Bourcy, sur le chemin de Noville.

A mesure que l'on avance vers le N.-O., la couleur verdâtre disparaît ; ainsi à la gare de Buret (Tavigny), la tranchée du chemin de fer est ouverte dans des schistes arénacés noirs, très tendres, contenant des grès stratoïdes verdâtres. Ces couches s'altèrent très facilement, mais le limon sableux qui en résulte est plutôt noir que vert.

Zone méridionale des schistes noirs. — Les schistes noirs à ilménite et à cavités clinoédriques, intermédiaires entre la

zone verdâtre de Bastogne et les phyllades d'Alle, peuvent se suivre depuis Bertrix jusqu'à Bastogne.

Ils se confondent à Bertrix avec les schistes biotitifères et, comme il est extrêmement difficile de distinguer à la vue les paillettes de biotite des paillettes d'ilménite (Dumont les avait confondues sous le nom d'ottrélite), il m'est impossible pour le moment de tracer leur limite.

Ils se distinguent beaucoup mieux des schistes de Sainte-Marie par leur couleur plus noire, par leur texture plus compacte, par leur plus grande dureté (lorsqu'ils sont fissiles, ils se rapprochent des phyllades), et surtout par leurs paillettes d'ilménite et leurs cavités clinoédriques. On les rencontre partout dans le sol de la forêt d'Orgeo entre le ruisseau de Saupont et de Grand-Voir; ils sont exploités à Rossart, Grand-Voir, Fineuse et au moulin de La Roche sur le ruisseau de Grand-Voir (1).

---

(1) La coupe de ce ruisseau est très intéressante. La principale branche de ce ruisseau provient d'une dépression qui commence à la station de Libramont. On peut remarquer à ce sujet que la station de Libramont se trouve exactement au point de séparation des deux bassins hydrographiques de la Lesse et de la Semoy. Des marais qui sont au Nord, sort le ruisseau de l'Homme, affluent de la première rivière, et dans la dépression qui est au sud commence le ruisseau de la Mouline qui, sous le nom de ruisseau de Grand-Voir, va se jeter dans la Vierre, affluent de la Semoy.

Contre la station il y a plusieurs carrières de grès stratoïde avec nodules de grès grenatifère et filons de bastonite (grès de Libramont, *Ann. soc. géol. du Nord*, t. XI. p. 275). Un peu au delà, sur la rive gauche, les schistes de Sainte-Marie sont coupés par les tranchées du chemin de fer de Bastogne, et, sur la rive droite, le village de Libramont est bâti sur des schistes feuilletés, inclinés de 40° vers le sud. Des schistes analogues affleurent encore dans le chemin près de St-Pierre ; ils contiennent des bancs de grès stratoïdes exploités en plusieurs endroits.

A St-Pierre, il y a sur la rive gauche une belle carrière de grès stratoïdes avec nombreux filons de bastonite (*loc. cit.*, p. 272). Sur la rive

J'ai déjà indiqué leur présence dans la tranchée du chemin de fer du bois de Gerimont. On les observe à la ferme de Morival, au S. du Tranquoy, à Respelt, à Bercheux et à Vaux-les-Rosières.

Dans tout ce parcours, les schistes à cavités clinoédriques et à ilménite contiennent des bancs de grès stratoïdes.

---

droite, au sud du village, j'ai recueilli dans une ancienne carrière de grès quelques blocs de cornéenne.

Près des premières maisons de la Mouline, une carrière plus importante montre des faits intéressants. Le grès y est blanc, dur, assez compact : le grès amphibolifère s'y présente sous forme de noyaux noirs qui se fondent insensiblement dans la roche par une auréole verte dont la teinte va en se dégradant à partir du noyau. Ces agglomérations d'amphibole peuvent se trouver au milieu d'un banc de grès ; mais ils se rencontrent plus souvent à la surface d'un lit.

Entre la Mouline et Verlaine, je n'ai vu que des schistes noirs ; mais au S. de Verlaine, les grès reparaissent formant au milieu des schistes des bancs lenticulaires d'une certaine étendue.

A 500 mètres environ en amont du confluent du ruisseau de la Mouline avec celui de Burhet, sur le bord d'un petit vallon latéral, il y a une carrière ouverte dans du grès blanc très dur. En descendant le long de la rive gauche, on voit sur le sol des débris de schistes noirs et de grès et on arrive, un peu avant le confluent, à des rochers de schistes noirs compacts inclinés de 80° vers le S. 25° E. Des rochers analogues font saillie sur la rive opposée.

Le chemin qui conduit au moulin de La Roche, sur la rive droite, montre du grès blanc, très dur, et des schistes noirs, durs, presque phylladiques. Sur la rive gauche, contre le moulin et, par conséquent, un peu au dessus des couches précédentes, on voit un beau rocher de schiste noir, grenu, rempli de cavités clinoédriques dont l'inclinaison est de 40° au S. 25° E. Il s'enfonce sous du grès dur stratoïde exploité dans une petite carrière contre le chemin ; puis on retombe de nouveau dans les schistes noirs.

A 800 mètres au nord de Fineuse, sur la rive droite, il y a une belle carrière de schistes noirs, compacts, ilménitifères?, à cavités clinoédriques, exploités comme moëllons. A 20 mètres de la carrière, on voit affleurer du grès blanc très dur, traversé de filons de quarz.

On voit des schistes noirs entre Fineuse et Grand-Voir, ainsi qu'à Grand-Voir, sur le chemin qui monte vers le cimetière ; mais on n'y

Ils séparent les phyllades de Neufchâteau, de Molinfaing, de Jusseret et de Nives des schistes de Sainte-Marie que l'on observe le long de la ligne de Bastogne depuis Saint-Pierre jusqu'à la borne kilométrique n° 13.

Entre la borne kilométrique n° 14 et la station de Morhet, on voit des schistes noirs ilménitifères (1). On les retrouve entre la station de Morhet et Rémichampagne, le long du chemin entre Rémichampagne et Assenois et partout au S.-O. de Bastogne jusqu'à Salvacourt, Remefosse, Saivet, Marvie.

A partir de la longitude de Bastogne, les paillettes d'ilménite cessent d'être discernables à l'œil nu. Je ne puis même pas assurer qu'elles existent sur les affleurements des routes d'Arlon et de Wiltz.

Sur la route de Longvilly, au delà des carrières dont il a été question plus haut, on voit en différents points des grès stratoïdes et des schistes compacts, noirs, à cavités clinoédriques ; on les retrouve à Neffe, puis au moulin de la Barbe, où on a ouvert une carrière de pavés dans des grès noirâtres.

A l'est de ce moulin, la route entre dans des phyllades qui appartiennent à l'assise d'Alle ; mais un coude vers le nord la ramène, à Magret, dans l'assise de Bastogne. Ce sont

---

distingue plus de cavités clinoédriques. Dans la carrière qui est au coin de ce chemin, contre l'église, on a exploité des grès subordonnés à ces schistes.

Plus au sud, dans le village, une carrière est ouverte dans des schistes ilménitifères avec bancs de grès ; incl. S. 25° E. = 45° ; enfin sur le chemin qui va à Tournai, on voit encore des schistes noirs avec cavités clinoédriques.

Ce sont les mêmes couches qui vont passer au Tronquoy et à Respelt ; mais, sur les bords du ruisseau de Grand-Voir, les paillettes d'ilménite sont plus grandes, les cavités clinoédriques plus nombreuses et les grès plus durs.

(1) Je les ai désignés précédemment comme ottrélitifères.

encore des grès stratoïdes et des schistes noirs zonaires, plus compacts toutefois que ceux de Bastogne et sans cavités clinoédriques. Quand ils s'altèrent, ils produisent une poussière d'un noir bleuâtre. Ils forment de beaux rochers à l'O. et au N. de Longvilly (1), à Moinet et sur le chemin qui va de ce village à Trotten.

On peut les suivre à travers le Grand-Duché par Troïne, Hoffeld, Biwisch, Bas-Bellain, Huldange, puis en Prusse, entre Dürler et Grufflingen.

Zone septentrionale des schistes noirs. — La zone de schistes noirs, située au nord de la bande verdâtre de Bastogne, se distingue très bien à Morhet. Au sud de ce village, au lieu dit de Chabet, il y a d'importantes carrières dans des schistes noirs ilménitifères. Ils paraissent compacts, mais un examen attentif montre que leurs divers éléments sont disposés par zones obliques à la stratification. On pourrait peut-être encore les ranger dans la zone moyenne de l'assise, bien que leur décomposition ne donne pas lieu à une poussière verdâtre.

Dans une de ces carrières, on voit sur un des côtés un banc de 0^m50 de grès grenatifères qui manque de l'autre côté. Il est disposé comme une lentille analogue à celle que j'ai citée à Isle-la-Hesse.

Avant d'entrer dans le village de Morhet, on trouve encore

(1) A l'O. de Longvilly, au moulin du réservoir, où le schiste présente une inclinaison de 80° vers le N. 25° O., il contient de la biotite. Il en est de même à Michamps, où les schistes nous montrent dans une carrière, près du village, une voûte anticlinale très manifeste, plongeant d'un côté vers le S. 15° E. et de l'autre côté vers le N. 20° O. Ces schistes biotitifères de Michamps ne contiennent pas d'ilménite; mais on y distingue de gros grains de magnétite. Ils contiennent des bancs de grès signalés par Dumont comme grès chloritifères. Ces deux faits confirment complètement la règle que j'ai posée au sujet de la production de la biotite dans les schistes sous l'influence d'un mouvement de flexion.

sur le bord de la route des grès stratoïdes très durs où l'on distingue au microscope de gros grains de quarz recristallisés et enchevêtrés les uns dans les autres. La tourmaline clastique en cristaux brisés y est assez abondante ; on y voit aussi de la biotite et de la magnétite (1).

Au nord-ouest de Morhet, à Copon, on exploite des grès stratoïdes très durs en bancs intercalés dans des schistes noirs ilménitifères. Au delà du ruisseau, au point où la route monte vers le bois de la Haye de Magerie, on rencontre des schistes noirs tendres finement feuilletés, qui ont tous les caractères des schistes de Sainte-Marie; ils contiennent encore des bancs de grès stratoïdes. Ces couches se prolongent à l'O. de Magerote ; elles n'appartiennent probablement plus à la zone de Bastogne, car elles présentent tout à fait le faciès de la zone de Sainte-Marie.

Ainsi, aux environs de Morhet, la zone de Bastogne est représentée par des schistes noirs, compacts, ilménitifères ; les grains d'ilménite y sont peu visibles à l'œil nu; c'est ce qui les distingue essentiellement des schistes noirs de la zone méridionale. La zone à poussière verdâtre n'y a pas plus de 1 kilomètre de largeur.

A un kilomètre au nord de Sibret, sur la route de Rechrival, on aperçoit à droite des rochers de schiste noir et de grès gris très durs (incl. S. 35° E.) et à gauche une petite carrière où on exploite les mêmes couches contenant un peu de grès grenatifère.

A Moulin-Poisson, sur la rive droite du ruisseau, il y a aussi une carrière de grès gris et de schistes noirs compacts ou zonaires ; le schiste est ilménitifère ; il contient, en outre, de très petites lamelles de biotite. Tantôt l'ilménite est visible à l'œil nu, tantôt les paillettes sont plus fines et le schiste présente une foule de petites zones parallèles, blanchâtres,

(1) M. Barrois signale comme probable l'existence de la magnétite dans deux échantillons venant de Morhet.

dont l'épaisseur atteint à peine un quart de millimètre et qui sont essentiellement formées de gros grains subanguleux de quarz recristallisé. Le grès contient des nodules grenatifères dont le grenat est en cristaux déchiquetés remplis de petits grains de quarz identiques à ceux de la pâte.

Entre le Moulin-Poisson et Lavatelle, le schiste est encore pailleté, mais plus dur et plus phylladique.

A l'entrée de Lavatelle, on a ouvert sur la route une tranchée dans des schistes gris bleuâtre et des grès stratoïdes tendres. D'un côté de la tranchée, il y a une petite couche de grès grenatifère; elle manque du côté opposé.

Au nord de Lavatelle, on trouve des schistes noirs compacts ou légèrement phylladiques avec bancs de grès gris subordonnés (incl. S. 30° E.), puis des schistes zonaires qui s'étendent jusqu'au moulin de Brul, où ils sont exploités. Ils contiennent encore de l'ilménite et doivent, par conséquent, appartenir à l'assise de Bastogne, mais il est bien difficile de fixer vers le nord la limite de cette assise. Je ne sais s'il faut rapporter à la même assise tous les schistes noirs que l'on rencontre le long du ruisseau de Laval à Houmont, Rechrival, etc. Ce qui pourrait le faire croire, c'est que plus à l'O., à Tillet, près du couvent des Rédemptoristes, on a exploité un schiste phylladique qui est encore chargé d'ilménite. Aux environs de Sibret, l'assise de Bastogne est donc formée aussi par des schistes noirs ilménitifères, accompagnés de grès stratoïdes, où il s'est souvent développé du grenat.

Le sol est tellement plat entre Sibret et Bastogne qu'on n'y voit pour ainsi dire aucun affleurement.

Les schistes noirs zonaires et ilménitifères se prolongent avec les mêmes caractères au N.-O. et au N. de Bastogne du côté de Flamierge et de Longchamp. On y voit encore des grès stratoïdes et par place des schistes noirs avec cavités clinoédriques.

Sur la route de Bastogne à Houffalize, au nord de Luzery,

on voit des schistes noirs zonaires dont la décomposition produit le sol sableux verdâtre caractéristique des environs de Bastogne. Un peu au nord de la borne 57, une tranchée m'a fourni des schistes noirs compacts remplis de cavités clinoédriques ; plus loin, on exploite des schistes noirs compacts et des grès stratoïdes ; enfin, à la borne 58, il y a des schistes arénacés noir-verdâtre qui ressemblent tout à fait à ceux de Bastogne.

Deux kilomètres plus loin au nord, près de Noville, on exploite encore des schistes grossiers durs avec cavités clinoédriques; à l'est du même village, des carrières sont ouvertes dans des schistes arénacés, compacts ou zonaires.

A la borne 68, des deux côtés du chemin de Rachamps, ce sont encore les schistes noirs, durs, à cavités clinoédriques, mais plus loin, entre Rachamps et Vicourt, on trouve des grès qui doivent appartenir au coblenzien.

Prolongement oriental de l'assise de Bastogne. — Au N.-O. de Bourcy, l'assise de Bastogne perd la plupart de ses caractères.

Il me paraît probable que les grès susmentionnés vont passer au N.-O. de Tavigny. On pourrait alors rapporter aux schistes de Bastogne toutes les couches qui sont à Tavigny et au S.-E. de ce village.

Entre Tavigny et la station, on ne voit que des schistes noirs plus ou moins phylladiques, quelquefois zonaires. Ils rappellent les schistes de Noville; mais je n'y ai pas vu de cavités clinoédriques.

A la gare de Tavigny, on a ouvert une grande tranchée dans des schistes arénacés noirs, tendres, contenant des grès stratoïdes également tendres. Ces roches ressemblent beaucoup à celles de Bastogne, mais elles ne produisent plus de sable verdâtre par leur décomposition.

Au S.-E. de la station, le sol est caché par les bois jusqu'au

territoire luxembourgeois, où on retrouve, près de Trotten, les schistes noirs compacts qui passent peu à peu aux phyllades d'Alle.

Aux environs de Limerlé, on voit des faits du même genre. Tandis que le village de Limerlé est construit sur des schistes noirs presque phylladiques, les tranchées contre la gare montrent des grès stratoïdes, au milieu de schistes compacts pyritifères, qui deviennent tachetés par altération (incl. S. 30° E.). Dans la tranchée qui est un peu au S., les schistes sont plus compacts, plus noirs et d'apparence zonaire. Dans les carrières situées un peu à l'E., vers la baraque Dupont, ils prennent un aspect plus phylladique; au contraire, vers l'O., sur la route d'Asselborn, ils sont plutôt compacts et très altérables; ils présentent des bancs sableux qui deviennent complètement gris par altération. Cependant il y a encore des couches phylladiques; on en exploite une près d'un moulin, à 2 kilomètres de la gare.

Sur le territoire luxembourgeois, près de Biwisch, on voit des schistes noirs compacts, pyritifères, avec des couches de grès stratoïdes tendres, qui se désagrègent facilement à l'air.

Les tranchées du nouveau chemin de Bastogne, entre la gare de Limerlé et celle de Gouvy, montrent des roches analogues; la première tranchée au delà de Limerlé est ouverte dans des schistes compacts noirs, qui deviennent gris par altération (incl. S. 15° E.). Dans la tranchée suivante, située à peu de distance, ils sont plus durs, souvent zonaires, pyritifères. A 200 mètres au S.-E., des carrières sont ouvertes dans des bancs d'un aspect tout à fait phylladique.

Les tranchées qui viennent ensuite, jusqu'à la gare de Gouvy, ne montrent que des schistes compacts zonaires, tellement altérés qu'ils passent à une argile grise ou bleuâtre douce au toucher. A la gare de Gouvy, on y trouve des grès stratoïdes également tendres, grisâtres ou verdâtres. Faut-il encore les laisser dans l'assise de Bastogne ou les mettre

dans le coblenzien, je n'en sais absolument rien. On voit combien il reste encore à faire pour avoir une idée nette de cette partie de l'Ardenne.

Disposition des divers faciès de l'assise de Saint-Hubert dans le bassin du Luxembourg. — En terminant ce compte-rendu rapide de mes observations aux environs de Bastogne, il sera peut-être utile d'indiquer les idées théoriques auxquelles elles m'ont conduit.

Je rappellerai encore une fois l'hypothèse stratigraphique qui forme la base de ce travail.

Les phyllades de La Forêt, les schistes de Paliseul, les schistes de Bertrix, les schistes de Sainte-Marie, les schistes de Bastogne, ne sont que des faciès différents d'une seule et même assise, celle, qui dans le bassin de Dinant, porte le nom de schistes de Saint-Hubert (pl. I.).

Ces variations de faciès sont le résultat à la fois d'une différence originelle due à la sédimentation et d'un métamorphisme qui différait suivant les conditions où s'opérait la pression.

A Nouzon sur la Meuse et à Anloy, cette assise est limitée au N. par les schistes bigarrés d'Oignies qui lui sont normalement inférieurs; entre Anloy et le massif de Serpont, elle se relie également au nord avec les couches de même âge qui constituent les schistes de Saint-Hubert dans le bassin de Dinant ; à partir du petit massif silurien de Serpont, elle est limitée au N -O. par une faille presque parallèle aux couches, faille qui a été déterminée parce que le mouvement général de translation vers le nord ne rencontrait plus de ce côté la résistance que lui opposait à l'ouest le plateau silurien, situé à une faible profondeur sous le devonien de Gédinne.

Les couches du bassin de Neufchâteau (schistes de Sainte-Marie, de Bertrix et de Bastogne) ont glissé le long de la faille, dans la direction de l'O.-N.-O., de manière à couper

en sifflet les diverses assises du bassin de Dinant. Le résultat de tous ces mouvements les a métamorphisées. Leur métamorphisme est double : il est à la fois général et sporadique.

Le métamorphisme général, le plus ancien des deux, a eu pour résultat la production de paillettes de biotite dans les schistes de Bertrix et de paillettes d'ilménite dans les schistes de Bastogne.

Le métamorphisme sporadique qui s'est produit en même temps que la faille a déterminé la formation des grès amphibolifères et grenatifères sous forme de nodules, au milieu des grès normaux, qui sont en bancs interstratifiés dans les schistes du bassin de Charleville.

Cette action métamorphique s'est étendue au loin; néanmoins elle a été plus intense dans le voisinage de la faille, qui se trouve ainsi jalonnée par des blocs de grès grenatifères et amphibolifères.

Grâce à cette circonstance, grâce aussi à la différence minéralogique qui existe entre les schistes de Saint-Hubert proprement dits et les schistes de Sainte-Marie, on peut tracer assez exactement la limite de ces deux bassins entre Séviscourt et Remagne. Mais au delà de Remagne, les couches du bassin de Dinant qui arrivent au contact de la faille appartiennent à l'assise du grès d'Anor. Ce sont des schistes noirs plus ou moins phylladiques avec bancs de grès gris intercalés. Il est dès lors très difficile de les distinguer des schistes de Sainte-Marie et des schistes de Bastogne. On est obligé d'avoir recours à des caractères peu importants et dont la valeur peut être contestée, tels que la présence des cavités clinoédriques, la structure zonaire, les paillettes d'ilménite, la nature et la couleur des produits de décomposition.

Dumont avait réuni toutes ces roches sous le nom de coblenzien. Il ne pouvait guère agir autrement. Le temps lui

manquait pour les étudier en détail et il n'avait pas alors la précieuse ressource des tranchées de chemin de fer qui peuvent seules révéler la composition de ce sol peu accidenté, et partout couvert de bois et de landes incultes, où l'on marche pendant des kilomètres sans trouver le moindre affleurement.

Si ces difficultés sont une excuse pour Dumont, si elles peuvent même être un motif d'indulgence pour les travaux ultérieurs, elles ne dispensent pas de chercher à expliquer la structure de la région ; elles laissent même un vaste champ aux hypothèses.

On peut se demander si la faille de Remagne se prolonge bien loin vers le N.-E. On ne doit guère douter de son existence tant que l'on rencontre les résultats du métamorphisme, mais ceux-ci cessent un peu au delà de Bastogne, et comme toutes, ou du moins presque toutes les failles ne sont que des plis exagérés, on peut admettre qu'au delà de Bastogne, il y a un pli uniclinal dont l'axe serait formé par les roches sableuses de Tavigny et de Gouvy ; ainsi s'expliquerait la symétrie que l'on rencontre des deux côtés de ces roches et leur passage graduel aux schistes de La Roche. Les deux courants qui à l'époque des schistes de Saint-Hubert déposaient des sédiments différents de chaque côté du prolongement sous-marin du massif de Serpont, se fondaient peu à peu à l'est et les deux bassins de Dinant et de Neufchâteau n'en formaient plus qu'un.

Séance du 4 Février 1885.

Le Présidence annonce que M. **Gosselet** a reçu de la Société industrielle du Nord une *Médaille d'or* de la fondation Kuhlmann pour les services qu'il a rendus à l'industrie houillère du pays.

M. Boussemaer a reçu aussi une *Médaille* de la même Société pour des appareils de transmission mécanique.

M. Gosselet termine la lecture de son mémoire sur les schistes de Bastogne. Il fait ensuite la communication suivante :

*Sur la structure géologique de l'***Ardenne,**
d'après M. **von Lasaulx,**
par M. **J. Gosselet.**

A la suite de la réunion de la Société géologique de France à Charleville et à Givet, M. von Lasaulx a fait paraître un petit opuscule très intéressant, intitulé : *Ueber die Tektonik und Eruptivgesteine der französischen Ardennen.*

Puisque l'ordre du jour est peu chargé, j'en entretiendrai la Société, mais je laisserai de côté la seconde partie qui traite des roches éruptives, pour ne m'occuper que de la première.

Je saute aussi au dessus des douze premières pages comprenant l'exposition de la coupe de la Meuse que connaissent presque tous les Membres de la Société. Pour l'intelligence de ce qui va suivre, je prierai mes Confrères de se reporter soit aux coupes que j'ai données dans l'*Esquisse géologique du Nord de la France*, soit au compte-rendu des diverses excursions dans la vallée de la Meuse publiées dans les Annales de la Société.

On sait que le terrain cambrien (silurien inférieur) de la vallée de la Meuse, entre Fépin et Bogny, comprend du nord au sud :

Ardoises de Fumay,
Schistes de Revin,
Ardoises de Deville,
Schistes de Bogny.

Au nord de Sedan, à Givonne, on trouve des quarzites qui doivent aussi être rapportés au terrain cambrien et qui vont probablement passer sous la ville de Charleville à une faible profondeur en-dessous du lias.

Je considère toutes ces zones comme des formations successives tandis que Dumont admettait des plissements considérables. Il assimilait les deux assises ardoisières de Deville et de Fumay, ainsi que les deux assises de schistes noirs de Revin et de Bogny et il considérait les premières comme plus anciennes et formant deux voûtes isoclinales dans les secondes.

M. von Lasaulx a été frappé de la disposition symétrique du terrain devonien au nord et au sud du massif cambrien du côté de Vireux et du côté de Charleville. Il en conclut que ce massif doit aussi former une voûte qui était primitivement anticlinale et symétrique; mais qui est devenue isoclinale et assymétrique pour des raisons qui seront expoé s plus loin.

M. von Lasaulx n'admet cependant pas l'opinion de Dumont. Il pense que les schistes de Revin sont les plus anciennes couches qui affleurent dans la région, et qu'ils forment l'axe de la voûte. Il classe les couches dans l'ordre suivant par ancienneté relative : Revin, Deville, Bogny, Fumay et Givonne à qui il assimile les schistes noirs ardoisiers situés sous le poudingue devonien à Fépin.

En considérant les roches situées entre Revin et Laifour comme la partie la plus ancienne du terrain cambrien, M. von Lasaulx a exprimé une idée qui est celle de beaucoup de géologues, lorsqu'ils visitent pour la première fois l'Ardenne et qui fut aussi l'opinion des premiers géologues de la région, Sauvage et Buvignier. Je l'ai entendu exposer plusieurs fois par des savants éminents, qui avaient parcouru la vallée de la Meuse. Il est donc utile de la discuter.

Les raisons sur lesquelles s'appuie M. von Lasaulx pour donner le privilège de l'ancienneté aux couches situées entre

Revin et Laifour, sont l'altitude plus grande de la montagne et le nombre plus considérable des filons éruptifs. Or ces deux caractères, dont je suis loin de méconnaître la valeur, ne concordent pas exactement avec la position indiquée par M. von Lasaulx. L'axe maximum d'altitude du plateau de l'Ardenne, passe entre Revin et Fumay et les roches éruptives sont plus pressées, plus nombreuses, mieux cristallisées au sud qu'au nord de Laifour.

En laissant de côté la précision attribuée à l'axe de la voûte par M. von Lasaulx et en se bornant à dire que l'assise de Revin prise dans son ensemble est la plus ancienne de l'Ardenne, on rencontre encore des difficultés sérieuses. On ne trouve pas dans cette assise les ardoises, qui cependant, d'après M. von Lasaulx, doivent être, avec les roches éruptives, un signe que les couches sont voisines du noyau de la selle et dans la région maximum du métamorphisme. Enfin il n'y a aucune symétrie de chaque côté du noyau.

M. von Lasaulx cherche à expliquer cette asymétrie par ce qu'il appelle avec Suess la *structure écailleuse*. Il rappelle la disposition asymétrique du bassin houiller de Liège et du bassin devonien de Charleville; il remarque que dans le premier on voit le devonien recouvrir le carbonifère, et dans le second, les schistes bigarrés du Mt-Olympe superposés à des couches plus récentes (1). Il voit avec raison dans cette disposition le résultat d'une pression venant du sud, qui a toujours poussé les couches méridionales sur les couches septentrionales et qui a pu quelquefois amener certaines assises à recouvrir directement des assises primitivement placées à une grande distance, en glissant au-dessus de couches intermédiaires qu'elles cachent aujourd'hui entièrement.

Je traduis littéralement les explications que donne M. von

(1) Ce sont les couches si bien étudiées par M. Jannel entre Charleville et Nouzon.

Lasaulx pour faire comprendre ce qu'il entend par la structure écailleuse :

« Si la poussée agissant du sud au nord a bien pu plisser les couches devoniennes au N. de Charleville, de manière à leur donner la position isoclinale, il a bien pu aussi se produire à un plus haut degré des phénomènes qui sont une suite de plissements et de replissements intenses, la plus haute puissance de plissement, comme dit Köhler (1). Ce sont des renversements de plis ou renversements tels que le paquet de terrain situé au toit a été poussé au-dessus du reste, et occupe une position plus élevée. Cette structure était déjà connue dans la science stratigraphique sous le nom de *Wechsel*. Köhler l'a récemment rediscutée à fond et a mis en lumière son importance pour la structure du terrain carbonifère de la Ruhr. Les relations qu'il y décrit ont aussi pour notre pays une importance particulière, car elles se rapportent aux parties orientales du massif dont les Ardennes forment la partie occidentale. Toutes deux participent à un seul et même système de plis que nous pouvons désigner sous le nom de rhénan. E. Suess, notre maître dans la discussion des rapports tektoniques, a récemment insisté sur l'extension de ces accidents et a désigné la disposition résultant de leur répétition fréquente dans un terrain sous le nom de *structure écailleuse* (2).

Il renvoie, entre autres, à l'exemple des gîtes métallifères célèbres de Rammelsberg, près Goslar, où le grès à spirifers du devonien inférieur repose sur les schistes du devonien moyen.

Les poussées, décrites par M. Bertrand (3), à la limite du Jura, entre Besançon et Salins, appartiennent aussi à cette

(1) Ueber die Störungen im westphälischen Steinkohlengebirge und deren Entstehung. Zeitschrift für Berg.-Hütt. Sal., 1880, XXVIII, p. 195.

(2) Das Antlitz der Erde, I Abth., p. 149.

(3) Bull. de la Soc. géol. de France, 1882, p. 11.

catégorie. Les rapports de la faille des Trois-Châtels, décrite soigneusement par cet observateur, sont pour nous d'un intérêt tout particulier, parce qu'ils montrent, tout à fait comme chez nous, des lacunes dans la série régulière des couches du lias au portlandien, sans modification dans l'inclinaison et dans la direction.

Enfin, pour citer encore un exemple plus éloigné, Bittner (1) a montré la même disposition dans la partie orientale de la zone calcaire des Alpes de la Basse-Autriche. Là, par la répétition fréquente des recouvrements, la structure écailleuse s'est développée d'une façon remarquable. La même série de couches se répète toujours vers le sud-est. On doit, dit Bittner, comprendre les répétitions de couches qui se succèdent comme autant d'ailes supérieures de plis couchés, dont les axes anticlinaux ont été brisés par le développement continu du plissement. Les ailes du toit ont été poussées les unes sur les autres, pendant que les ailes du mur étaient rassemblées et seulement comprimées.

Cette disposition se remarque d'une façon frappante dans la série des couches méridionales du devonien et du silurien dans le bassin de Charleville. Si nous sommes ainsi conduits à admettre qu'il existe dans le bassin devonien, au sud du massif de Rocroi, une série de recouvrements avec une inclinaison sud presqu'égale à celle des couches, et que c'est le résultat d'une poussée vers le nord de la partie du toit sur la partie du mur ; si on peut démontrer que de telles poussées ont eu lieu sur le bord septentrional du massif à Fépin et se sont continuées jusque dans la crête du Condros, on pourra en conclure en toute justice qu'une structure écailleuse analogue domine dans la longue suite des couches siluriennes, qui s'étendent entre les deux régions. »

Moins que tout autre je puis combattre l'idée de la structure écailleuse. Je crois avoir été un des premiers à faire jouer

(1) Die geologischen Verhältnisse von Hernstein, p. 305.

un rôle considérable à ces glissements de couches sur d'autres assises qu'elles viennent couper en sifflet (1). Mais il s'agit ici, non pas de savoir si de tels accidents ont pu se produire, mais de constater s'ils existent réellement dans le massif cambrien de Rocroi. Or, je n'en vois aucune preuve.

Ainsi M. von Lasaulx suppose qu'au S. du massif de Rocroi le poudingue, qui forme la base du terrain devonien, a glissé sur le terrain cambrien, par suite de la pression générale dirigée du sud au nord, et qu'il a été transporté bien loin peut-être de son lieu d'origine. C'est même pour lui la preuve la plus évidente de la structure *écailleuse* de l'Ardenne (2).

L'hypothèse de M. von Lasaulx expliquerait l'apparence de discordance entre les deux terrains, sans que l'on doive forcément en conclure que le terrain cambrien était plissé et relevé avant le dépôt du terrain devonien. Mais elle est contredite par la nature des matériaux de poudingue, qui sont toujours empruntés au terrain immédiatement sous-jacent. Quand il repose sur l'assise de Fumay, il est rempli de débris de phyllades violets ; quand il est sur l'assise de Deville, les phyllades sont verts.

On a un exemple remarquable de cette localisation des éléments conglomérés à l'entrée du ravin du Corbeau, à Linchamps. Les phyllades de Revin y contiennent exceptionnellement des paillettes d'ottrélite. Or, dans le poudingue

---

(1) *Etude sur le terrain carbonifère du Boulonnais*, 1873. — *Le système du poudingue de Burnot*, 1878. — *Esquisse géologique du nord de la France*, 1880.

(2) *von Lasaulx* : Loc. cit., p. 15. M. von Lasaulx ne s'exprime pas sur la longueur du transport du conglomérat de la Roche aux Corpias ; mais on doit croire que, dans sa pensée, le transport est considérable, car il suppose qu'il manque, entre le conglomérat et les schistes de Bogny, toutes les couches plus récentes du silurien et même l'assise de Givonne.

qui est au-dessus, on trouve des enclaves de schiste grossier et de grès remplis d'ottrélite.

Quand le poudingue contient des matériaux étrangers aux couches sur lesquelles il repose, ces fragments proviennent très probablement de roches situées dans la mer devonienne à une faible distance des anciens rivages et ont été amenés par la vague.

M. von Lasaulx nie ces anciens rivages. Il croit que le terrain devonien a couvert toute l'Ardenne, et il en voit la preuve dans les lambeaux de poudingue et d'arkose que l'on rencontre sur un des points les plus élevés du plateau, au Franc-Bois de Willerzie (1).

Je suis convaincu que, si le terrain devonien avait couvert l'Ardenne, il aurait laissé d'autres traces que celles du Franc-Bois. Celles-ci prouvent uniquement que le massif de Rocroi, qui actuellement a une inclinaison générale vers l'ouest, avait sa pente à l'est au commencement de l'époque devonienne. De ce côté était la mer, tandis qu'à l'ouest s'étendait le continent. Le mouvement de bascule en sens inverse s'est produit à partir de l'époque jurassique et n'a fait que s'accentuer jusqu'à l'époque tertiaire.

Je suis loin de nier l'existence d'un axe anticlinal dans l'Ardenne, mais je crois que cet axe passait au nord de Fumay. J'ai déjà émis l'opinion qu'il existe un massif granitique sous le terrain devonien du bassin de Dinant. La brillante découverte du granite ardennais, que nous devons à la sagacité de M. von Lasaulx et dont M. Six doit vous entretenir dans la prochaine séance, est une nouvelle preuve en faveur de mon hypothèse.

M. von Lasaulx a aussi été victime de l'illusion que produisent les bonds de Fumay sur les observateurs non prévenus. En voyant les schistes noirs de Fépin situés au N.-N.-E. des ardoises d'Haybes présenter, comme ces dernières, l'in-

(1) *von Lasaulx* : Loc. cit., p. 5.

clinaison vers le sud, il a supposé qu'ils passent sous l'assise de Fumay, tandis qu'ils lui sont supérieurs et qu'ils sont le prolongement des couches ardoisières noires de l'assise de Revin, recouvrant les ardoises violettes de Fumay à la veine des Peureux.

Enfin, M. von Lasaulx paraît ne pas tenir compte de la belle loi découverte par M. Lory, loi que l'on peut formuler de la manière suivante :

Quand une dislocation se produit dans un assemblage de couches, les unes plus anciennes déjà redressées, les autres plus récentes horizontales, les premières sont uniquement brisées par des failles, tandis que les secondes éprouvent des plis et des glissements en relation avec ces fractures.

Or, dans l'Ardenne, le cambrien était déjà redressé avant l'époque devonienne; il n'a pu, par conséquent partager en aucune manière les plis du terrain devonien.

L'hypothèse de M. von Lasaulx contredit complètement l'idée que je me suis faite de l'architecture géologique de l'Ardenne. Malgré la valeur qui s'attache à tout ce qu'écrit mon savant collègue, malgré l'autorité des géologues dont il invoque l'appui, ils ne m'est pas possible de me rallier à sa manière de voir.

Séance du 25 Février 1885.

M. **Canu** est élu Membre titulaire.

M. Ach. Six fait la communication suivante :

Le **granite ardennais.**

Analyse critique d'un travail de M. **von Lasaulx** [1]
par M. **Achille Six.**

Un rapide coup d'œil d'ensemble jeté sur la carte géologique d'un pays, d'une région embrassant une certaine étendue, permet d'acquérir l'importante notion que les pre-

(1) Verhandlungen des naturhistorischen Vereins für Rheinland und Westphalen, 1884.

miers linéaments des continents ont été dessinés par des roches cristallines; celles-ci. gneiss, micaschistes, etc., ont ensuite servi de noyau aux sédiments, qui plus tard ont étendu la terre ferme pour arriver à lui donner l'extension que nous lui constatons à l'heure actuelle. C'est ainsi que pour la France, par exemple, les massifs cristallins de la Bretagne, du Plateau-Central, des Vosges et des Ardennes, des Pyrénés, des Alpes, ont délimité les trois grands bassins dont le remplissage devint notre patrie. La couleur rouge que les cartographes emploient, depuis qu'ils font des cartes géologiques, pour indiquer ces massifs cristallins, manque dans la région ardennaise et ce fait a depuis longtemps frappé les savants qui l'étudient. Mais tous savaient bien que si ces roches n'affleuraient pas dans les montagnes, elles en devaient former le soubassement à une profondeur inconnue, peut-être très grande, mais aussi peut être très faible; l'existence du granite, le compagnon obligé du terrain primitif, était pressentie, non démontrée. La région des Ardennes n'est, du reste, que l'extrémité occidentale de cette longue chaîne montagneuse qui, partant des environs de Sendomir, traverse toute l'Europe de l'est à l'ouest et dont le dur plateau est fendu par-ci par-là par la vallée d'un grand fleuve qui va tomber dans les mers septentrionales. D'Omalius d'Halloy nous a appris à la connaître sous le nom de chaîne des monts Hercyniens: en partant avec lui des environs de Valenciennes ou d'Hirson, nous voyons peu à peu ce grand plateau hercynien s'élever au fur et à mesure que nous allons vers l'est rencontrer l'Ardenne, dont les points les plus élevés sont les Hautes Fanges, couvertes de marécages et de tourbières et dont le sol ne porte plus que des bruyères et des genêts ; au delà l'Eifel, le Hundsrück, le Taunus, le Thüringerwald, l'Erzgebirge, le Riesengebirge le prolongent jusque dans les plaines de la Pologne; mais dans cette partie orientale où le plateau s'est élevé jusqu'à une altitude qui atteint

1,605 mètres (au Schneekoppe, dans le Riesengebirge), on sait que les roches cristallines primitives ont un grand développement. S'il existait du granite dans l'Ardenne, n'était-ce pas alors dans les points les plus élevés, sur les Hautes-Fanges, qu'il fallait le chercher?

Laissons donc de côté toute cette partie orientale et occupons-nous exclusivement, avec M. von Lasaulx, de ce vaste ensemble de terrains que l'on désigne sous le nom de rhénan-westphalien et qui termine vers l'ouest le plateau central de l'Europe. Nous savons que vers l'ouest il vient mourir sous Valenciennes et Hirson; vers l'est il s'enfonce sous la Vettéravie et la Westphalie occidentale; l'affleurement des couches paléozoïques qui le forment peut être indiqué au sud par une ligne passant par Wiesbaden, Saarburg, Mézières, Hirson, au nord par la courbe Valencienne[illegible] Liège, Aix-la-Chapelle, Dusseldorf. Ainsi délimitée, c[illegible] masse montagneuse est bâtie surtout par le terrain devo[illegible] et le terrain carbonifère, qui, chez nous, on le sait, for[illegible]t un tout homogène qu'on pourrait appeler pour cette r[illegible]n le devonico-carbonifère, en empruntant l'expressi[illegible]de Bigsby. Le long de la limite méridionale, on a signalé [illegible]istence d'une étroite bande de roches séricitiques qui [illegible]des environs de Wiesbaden jusqu'à Kirn, sur la Nahe; [illegible]sait que ces roches du Taunus sont rangées actuellement [illegible]s la série azoïque et qu'on les a qualifiées d'huronien[illegible]. Ce seraient les seuls représentants des terrains primiti[illegible] ou, comme disait d'Omalius d'Halloy, de la série cristallo[illegible]yllienne; en tous cas, le terrain devonien les recouvre i[illegible]édiatement en stratification concordante. Le cambrien fo[illegible]e aussi plusieurs massifs dans le plateau; toute la partie [illegible] plus occidentale de la province rhénane est un plateau mar[illegible]cageux qui se prolonge en Belgique autour de Spa et de Stavelot, formant les Hautes-Fanges; sur les bords de la Meuse, le même terrain se retrouve dans le massif sur lequel

s'élèvent Rocroi, Fumay, Deville, Revin. Le devonien repose sur ces couches cambriennes en stratification concordante en Allemagne, discordante en France et en Belgique ; pour expliquer cette contradiction d'un pays à l'autre ou cette coïncidence de frontières géologiques et politiques, rappelons ce passage des *Observations sur le terrain silurien de l'Ardenne*, par MM. Gosselet et Malaise : « . . . Aux environs de Montjoie pas plus que dans tous les autres points que nous avons cités autour du massif ardennais de Stavelot, on ne peut voir la superposition directe du terrain devonien sur le terrain silurien et s'assurer ainsi de leur discordance (1). » Ajouterons-nous que d'ailleurs cette discordance a été constatée à Spa, le long des Promenades et aux environs des Tailles et de la baraque de Fraiture ? Remarquons de plus, avec M. von Lasaulx, que les phénomènes de plissement sont du reste les mêmes, en France et en Allemagne, dans les deux systèmes de couches ; chacun pourra tirer de tout cela la conclusion qui lui plaira.

Quoiqu'il en soit de la position respective des couches les plus récentes sur les plus anciennes de cette région, les Hautes-Fanges n'avaient jamais montré de couches de terrain primitif jusqu'en Septembre dernier. Et pourtant combien de preuves avait-on de la vraisemblance de l'existence d'un substratum cristallin sous ces montagnes paléozoïques ! Les volcans qui, à la fin de l'époque tertiaire, trouaient une partie du pays, en avaient rejeté des débris, les roches devoniennes s'étaient formées en partie à ses dépens, toute la région était métamorphisée et certaines couches, en particulier, étaient surtout riches en mica noir, ottrélite, etc., minéraux qu'on peut voir développer dans d'autres régions par le contact du granite. A la suite des travaux de M. Gosselet sur les ardoises de Fumay, et de M. Ch. Barrois sur les phénomènes métamorphiques observés en Bretagne sous

(1) Loc cit., p. 23.

l'influence du granite, il a pu se former parmi nous deux opinions différentes sur l'endroit où on devait le trouver, mais tous, je le crois, étaient d'accord pour admettre son existence. Restait à le trouver lui-même, à l'étudier par tous les moyens que les progrès de la pétrographie a mis aujourd'hui à notre disposition, c'est ce que M. von Lasaulx a fait.

Avant d'arriver à la découverte du granite, et pour suivre l'ordre d'exposition du mémoire que nous analysons, passons en revue les diverses preuves sur lesquelles s'appuyait la vraisemblable hypothèse, maintenant vérifiée, de l'existence de roches cristallines sous l'Ardenne.

I. — Les volcans de l'Eifel et du Rhin, éteints depuis peu de temps, ont rejeté des morceaux de roches cristallines massives et schisteuses; on en a rencontré en assez grande abondance sur le pourtour du lac de Laach et Th. Wolf [1] nous en a donné la description; il y a reconnu les roches suivantes : granite, syénite, gneiss, micaschiste, chloritoschiste, schiste amphibolique, schiste à dichroïte, tous les schistes dits métamorphiques de contact, enfin des roches sédimentaires, qui n'ont pas ici d'intérêt spécial; parmi ces roches cristallines, celles qui ont une texture massive sont en général assez rares, les schistes sont au contraire les plus fréquents.

Une objection se présente immédiatement à l'esprit et on ne manqua pas de l'opposer à Wolf : ces roches étaient-elles bien cristallines avant que la chaleur du magma lavique qui les empâtait n'ait pu modifier par fusion et formation nouvelle de minéraux leur composition et leur structure? Non seulement les anciens éléments ont pu disparaître complètement sous cette influence, mais encore les nouveaux éléments développés ont pu se former d'une part à leurs dépens, d'autre part, par apport étranger. Aussi n'est-on pas du tout

(1) Zeitschrift der deutschen geolog. Gesellschaft, 1867, XIX, p. 451.

convaincu que les syénites et les roches amphiboliques, les micaschistes et beaucoup de roches granitoïdes aient existé comme telles avant leur expulsion par la cheminée volcanique.

Il en est pourtant sur la nature desquelles on ne peut hésiter. Tel est un granite du Laacher-See, conservé au Musée minéralogique de l'Université de Bonn ; et ce morceau est d'autant plus intéressant qu'il est tourmalinifère, renfermant un élément souvent retrouvé en morceaux dans les roches clastiques de différents endroits ; nous savons tous, par exemple, qu'on la rencontre dans l'arkose de Fépin. Laspeyres a montré (1) que l'objection n'était pas sans fondement et Wolf convient qu'en effet il faudrait que la découverte des roches qu'il mentionne vienne vérifier dans le sous-sol les données des volcans. Une étude microscopique très soigneuse peut seule (et encore pas toujours) donner d'utiles indications sur la nature primordiale de ces déjections volcaniques.

Mais qui oserait mettre en doute l'origine des schistes à nœud (Knotenschiefer), des schistes mouchetés (Fleckschiefer), des schistes maclifères (Stabschiefer) qu'on y ramasse avec les roches cristallines. Personne n'a encore songé, à ma connaissance, à attribuer à l'action métamorphique des volcans la formation des cornubianites et autres schistes métamorphiques, caractéristiques des zones de contact du granite. Rosenbusch (2) avait du reste déjà vu que dans les déjections volcaniques des bords du lac de Laach on retrouvait les diverses zones métamorphiques de contact du granite. L'andalousite, la tourmaline, la sillimanite, la cordiérite, qu'on y rencontre ne sont pas des minéraux récents et dans ces schistes on peut facilement reconnaître la part à faire à l'action bien postérieure du magma lavique qui les a englo-

(1) Zeitschrift der deutschen geolog. Gesellschaft, 1866, XVIII, p. 355.
(2) Die Steigerschiefer, p. 483.

bés. Les minéraux de nouvelle formation que cette dernière a produits sont des feldspaths (sanidine et plagioclase), de l'augite, de l'hornblende, du mica noir, du fer magnétique, du spinelle, de la cordiérite qu'on peut bien distinguer de l'ancienne, etc.

Les déjections volcaniques donnaient donc une double preuve de l'existence souterraine du granite et (on pourrait dire par conséquent) des roches cristallines, gneiss, micaschistes, etc., qui l'accompagnent toujours.

II. — Des débris pouvant provenir de la desagrégation d'un massif granitique préexistant ont été souvent rencontrés dans les roches devoniennes de l'Ardenne. Les poudingues et les arkoses, qui forment la base du terrain devonien dans la région où les volcans font défaut et où leurs déjections pourraient fournir d'utiles indications (arkose d'Haybes, poudingue de Fépin), contiennent du feldspath, de la tourmaline, du mica blanc, sans parler du quarz. Le feldspath franchement kaolinisé, la tourmaline en fragments, sont évidemment des éléments allogènes. Pour ce qui est du mica, l'avis est moins unanime, quelques observateurs lui attribuent une origine peut-être autigène. Quoiqu'il en soit, M. Gosselet admet que l'arkose de Fépin s'est formée aux dépens d'une pegmatite tourmalinifère; l'abbé Renard admet aussi dans ces parages l'existence de roches granitiques tourmalinifères qu'il compare au granite porphyroïde des Cornouailles connu sous le nom de Luxulienne; il les retrouve en galets dans le poudingue d'Ombret; M. Ch. Barrois est on ne peut plus affirmatif sur l'origine du feldspath, tout en considérant la tourmaline et le mica comme des produits de métamorphisme. Rappelons enfin la coïncidence significative de la nature des deux roches rejetées l'une par morceaux avec la lave, l'autre en débris par la mer, arrachées toutes deux au même morceau de granite tourmalinifère.

III. — S'il est difficile de juger de l'existence d'une roche d'après ses débris, il doit l'être encore plus quand on envisage seulement ses effets ; aussi la preuve de l'existence du granite par le métamorphisme qu'il a produit est-elle la plus discutable et, effectivement, la plus discutée. Certaines roches de la portion occidentale de la région que nous considérons offrent des indices non équivoques d'un métamorphisme de contact du granite; c'est ainsi qu'on peut observer la formation d'ottrélite, de grenats, d'amphibole, de mica noir, etc., suivant une ligne ou un axe déjà reconnu par Dumont, qui attribuait cette minéralisation à la présence de masses éruptives sous-jacentes; cette opinion, soutenue par M. Ch. Barrois, a été étendue par lui aux porphyroïdes de la vallée de la Meuse, qu'il considère comme des roches sédimentaires injectées par de la matière granitique; pour ce savant, le granite ne se trouve donc pas dans ces régions à une très grande profondeur. M. Gosselet a repris récemment l'examen de l'axe métamorphique de Paliseul et de Bastogne en indiquant ses relations avec un accident qui frappe toutes les couches, tant siluriennes que devoniennes, qu'il traverse, je veux parler de la faille de Remagne. Avec M. Renard, notre maître rapporte les phénomènes de métamorphisme de cette région à des actions purement mécaniques; d'après eux, les minéraux de nouvelle formation développés dans ces roches auraient pris naissance à la faveur de la chaleur produite par les dislocations et la poussée du terrain, combinée à l'action dissolvante de l'eau surchauffée. L'ensemble des phénomènes observés peut se grouper, selon ces géologues, sous le nom, que M. von Lasaulx trouve malheureusement choisi, de « métamorphisme par friction. » J'avoue que la poussée et le glissement des terrains les uns sur les autres dans les grands plissements et surtout contre les lèvres d'une faille peuvent parfois être tels qu'ils échauffent l'eau presque au point de

14

la faire bouillir et cela dans une zone très limitée, à l'*endroit même où s'exerce le frottement*, car, les roches étant en général très mauvaises conductrices, la chaleur ne pouvait s'y propager bien loin. De plus, pour avoir de l'eau surchauffée, c'est-à-dire de l'eau dont la température d'ébullition est supérieure à 100°, il faut supposer la pression bien supérieure à 760 millimètres de mercure ; or, si l'on peut concevoir une élévation de température due au frottement, il serait difficile de s'imaginer comment une dislocation ou un glissement de roches augmente la pression. L'existence de l'eau surchauffée suppose un vase clos : nous voyons par la théorie de M Ch. Barrois (1) comment la présence du granite satisfait à cette condition. Il est vrai que c'est précisément là où la pression mécanique a été la plus forte qu'ont eu lieu les cassures, les glissements, les frottements et les dislocations ; j'ajouterai que c'est aussi là que le granite a pu s'élever le plus haut, se rapprocher le plus de la surface en profitant des cassures de ces endroits de moindre résistance; c'est donc là que les roches doivent être le plus métamorphisées. M. Gosselet, vis-à-vis de ces objections que n'ont pas manqué de lui opposer ses élèves et répondant en particulier à la théorie de M. Barrois, écrivait il y a peu de temps cette phrase qui semblerait prouver le peu de confiance qu'il ajoutait lui-même à son nouveau métamorphisme : *Hypothèse pour hypothèse*, j'aime mieux *admettre* la formation possible du métamorphisme par friction que de supposer sous l'Ardenne une masse granitique *inconnue*.

Ce n'est plus hypothèse pour hypothèse qu'il faut dire maintenant; on ne suppose plus l'existence d'une masse granitique, le granite est trouvé, il est *connu*. Malheureusement, et c'est là le point faible que les partisans du métamorphisme par contact du granite devront essayer d'affermir,

(1) *Ch Barrois* : Le granite de Rostrenen, ses apophyses et ses contacts. Ann. soc. géol. du Nord, t. XII, p. 1.

le granite trouvé n'a pas métamorphisé les roches qui l'encaissent.

C'est sur le plus haut point du plateau des Hautes-Fanges qu'il vient d'apparaître, coupé par une tranchée de chemin de fer, qui l'a révélé sous la couche de tourbe et de débris rocheux qui en avaient jusqu'à présent caché l'existence. Comme tous les massifs granitiques et cristallins des montagnes, il en forme le noyau, la clef de voûte.

On construit en ce moment une nouvelle ligne ferrée, qui mène de Rothe-Erde, près Aix-la-Chapelle, à Montjoie et St-With et doit se relier plus au sud au réseau belge et luxembourgeois. A partir de Rothe-Erde, la voie, en traversant Cornelymünster, Schmitthof, jusqu'à Raeren, tranche toute la série des chaînes montagneuses formées par les couches devoniennes et carbonifères, en les coupant perpendiculairement à leur direction S O.-N.E. C'est d'abord la crête de calcaire carbonifère d'Eilendorf, puis le bassin houiller d'Eschweiler et l'aile méridionale de calcaire carbonifère formant l'autre bord du bassin, allant de Gemeret, près Eupen, jusqu'à Cornelymünster; un peu au nord de ce point, cette aile se divise en un bassin et une voûte anticlinale. Plus loin, la ligne coupe la crête du devonien supérieur qui se rattache à celle du calcaire carbonifère depuis Eupen jusqu'à Jüngersdorf, près Langerwehe, et, juste à Schmitthoff, l'étroite bande de calcaire de l'Eifel qui forme la partie supérieure du devonien moyen, s'étendant également de la frontière belge, près d'Eupen, jusqu'à Jüngersdorf en passant par Wehnau. C'est à Raeren que la voie entre dans le devonien inférieur, formé ici par l'ensemble de conglomérats et de schistes désignés jadis par d'Omalius d'Halloy sous le nom de *Poudingue de Burnot*; elle en coupe d'abord la partie supérieure ou zone des couches de Vicht de M. Kayser, équivalentes aux poudingues et schistes coblenziens de Burnot, puis la zone inférieure, rapportable au gédinnien

(arkose de Weismes et poudingue de Fépin de M. Gosselet). En entrant dans l'assise du devonien inférieur, entre Schmitthoff et Raeren, la ligne commence à décrire les grandes sinuosités qui lui permettront de gravir la pente abrupte du plateau des Hautes-Fanges. Toutes ces couches plongent sous un angle assez grand vers le N. ou le N.-O.

Arrivée à la crête qui porte le petit château de Münsterbildchen, la voie entre dans le cambrien formé par des quarzites noirs ou gris traversés par de nombreuses veines de quarz blanc laiteux, dont on pouvait déjà voir des débris sur les pentes. La limite entre le silurien et le devonien passe par le sommet de la crête qui porte le petit château, allant du S.-O. au N.-E. On ne remarque pas trace de discordance entre les deux terrains et en continuant à s'élever avec la ligne sur le plateau, on voit constamment les couches plonger sous un angle de plus en plus fort vers le nord. Pour arriver à son sommet, la ligne entaille le plateau qui porte Lamersdorf par une tranchée longue de 840 mètres, décrivant une courbe de 350 mètres de rayon, haute de 8^{m}70 à sa plus grande profondeur, c'est-à-dire à 450 mètres environ de l'entrée nord de la tranchée ; à l'extrémité sud se trouve la gare de Lamersdorf. C'est dans toute la partie centrale de cette tranchée que le granite a été mis au jour.

M. von Lasaulx y fit trois visites. La première fois, au commencement de Septembre 1884, elle était à peu près à la moitié de sa profondeur actuelle. Elle montrait dans la partie centrale des argiles bigarrées, quelquefois gris sale et ferrugineuses, ou de couleur claire et même tout à fait blanches, contrastant singulièrement avec les couches qui les enserraient de part et d'autre et qui étaient des argiles gris-bleu foncé. L'argile blanche centrale devenait sensiblement grenue en profondeur et renfermait des débris de roche dure décomposée que M. von Lasaulx jugea être une roche cristalline. En approfondissant la tranchée, on atteignit

bientôt sous l'argile les roches solides en place et dans une seconde visite, M von Lasaulx put constater la présence d'une puissante masse granitique. Vers la fin d'Octobre, une troisième visite lui permit de mesurer exactement l'étendue du gisement de granite, d'en examiner attentivement les limites et les relations.

Ce granite forme voûte et supporte les couches cambriennes qui plongent de part et d'autre en sens inverse. Les limites qui le séparent de ces couches sont très nettes et très faciles à suivre ; le pied de la tranchée le traverse sur une longueur de 240 mètres. Il est recouvert par un épais manteau d'humus et de tourbe, reste des marécages des Hautes-Fanges, qui recouvre uniformément granite et roches paléozoïques. Sous ce manteau, la décomposition du granite a donné lieu à la formation d'argile de couleur claire qui, en devenant grenue et cohérente, passe peu à peu à une roche friable, que la seule pression des doigts réduit en poussière et en graviers, mais qui en profondeur devient de plus en plus solide et dure, passant ainsi insensiblement au granite véritable. C'est vers le milieu de l'espace sur lequel on l'a découverte que la roche fraîche et dure fait le plus saillie ; elle s'y élève jusqu'à six mètres au-dessus du pied de la tranchée. Dans toute la partie centrale de l'affleurement de granite, on remarque une division assez irrégulière de la roche en bancs plus ou moins épais de 15 à 30 centimètres de puissance. Ces faux bancs forment une voûte concentrique à la surface du plateau ; on ne peut d'ailleurs reconnaître que dans la roche dure et fraîche cette structure dont on a d'assez nombreux exemples.

Vers le nord, le granite s'enfonce rapidement sous des bancs de quarzite de couleur claire, dirigés du S.-O. au N.-E. et plongeant d'environ 60° vers le N.-O. On observe qu'au contact du granite ces couches de quarzite sont remarquablement disloquées et plissées ; remarquons que,

d'après la théorie du métamorphisme par friction, il devrait s'être produit ici d'intenses phénomènes métamorphiques, nous verrons qu'il n'en est rien. Au contact, le granite est fortement ferrugineux, coloré en rouge-brun, fait qui n'a rien d'étonnant (1). Entre les grains de quarz de cette roche apparaît, seulement sur quelques pouces d'étendue à partir du granite, un produit blanc, qui ressemble à du kaolin, ce qui semblerait indiquer que la pénétration du quarzite par la matière granitique n'a eu réellement lieu que tout à fait au contact; la limite qui sépare ces deux roches est parfaitement nette et très tranchée. Ces quarzites de couleur claire ne sont pas très épais; ils renferment des couches de quarz compact et des cristaux cubiques de pyrite accumulés surtout suivant les joints de la stratification. Ils sont recouverts plus au nord par des schistes bleu-noir et gris donnant naissance par décomposition à des argiles grasses gris-bleu, et alternant avec d'épais bancs de quarzites de couleur également foncée, traversés par de nombreuses veines de quarz, tout à fait semblables à ceux que nous avons signalés tout à l'heure, au moment où la ligne ferrée entamait le cambrien. C'est déjà le cambrien normal.

A l'extrémité sud, vers Lamersdorf, le granite est recouvert par des quarzites de couleur claire identiques à ceux qu'on rencontre à la limite septentrionale. La seule diffé-

(1) La pyrite a donné par sa décomposition naissance à ces produits ferrugineux rouges. Cette décomposition s'est effectuée bien plus aisément au contact du granite qu'ailleurs, 1° parce qu'une limite si bien tranchée entre deux roches, l'une très dure et peu altérable (quarzite) et l'autre facilement détruite par les agents de l'atmosphère (granite), offrait un passage naturel aux eaux de filtration; 2° parce que le granite précipitait plus rapidement le fer rendu soluble, par les alcalis qu'il contenait. Ce métamorphisme atmosphérique, comme on pourrait l'appeler, joue un grand rôle partout et vient encore compliquer les effets du métamorphisme de contact, de friction et de poussée.

rence qu'on puisse faire entre eux est que les premiers s'enfoncent avec une pente beaucoup plus douce et en sens opposé, tout en conservant semblable direction (D=SO—NE ; I = 35°SE.) De ce côté, les couches de quarzite ne sont pas plissées et le granite s'enfonce doucement sous elles. Sur le flanc ouest de la tranchée, on peut voir immédiatement au contact du granite une couche épaisse seulement de 4 à 5 centimètres d'une matière schisteuse de couleur jaunâtre-claire, une sorte d'arkose feuilletée dont la structure est due à la présence d'un minéral micacé, tendre, blanc d'argent, entre les membranes duquel on peut distinguer des grains poudreux, d'un blanc mat, de kaolin et des grains de quarz. Cette mince couche est séparée des quarzites de couleur claire par un banc, épais d'environ 40 centimètres, de quarz compact, gris-blanc, rubigineux dans les joints et les fentes. Il est probable qu'elle n'est que le produit de la lamination du granite par la pression ; c'est, du reste, sur cette étendue, comme on le voit, bien peu considérable, que nous comprenons le « métamorphisme par friction » ; cette expression n'est pas malheureuse, quoiqu'en dise M. von Lasaulx ; les auteurs qui l'ont créée ont seulement donné trop d'extension, à mon sens, aux phénomènes qu'elle traduit. Plus au sud reparaissent sur les quarzites de couleur claire les mêmes schistes foncés avec épais bancs de quarzites traversés par de nombreuses veines de quarz que nous avons rencontrés dans une position identique du côté nord ; les mêmes argiles noir-bleuâtre indiquent leur décomposition. Toutes ces couches sont riches en pyrite.

Ainsi aucun doute ne peut s'élever sur ce point que le granite ou tout au moins la roche reconnue comme telle par M. von Lasaulx, est l'axe d'un anticlinal, déjà signalé d'ailleurs par M. von Dechen, dirigé du S.-O. au N.-E., formant la voûte et la crête des Hautes-Fanges, dont le plateau affecte la même direction. La crête granitique semble même

aller en s'élevant vers l'est comme on peut le voir sur le flanc est de la tranchée, où la roche paraît plus élevée que sur le flanc ouest au-dessus du plan de la voie ; il n'y a rien d'étonnant à cela ; n'est-ce pas vers l'est que le plateau hercynien s'élève, et que le granite affleure ?

La masse granitique est homogène en tous ses points ; il faut avouer en outre que la tranchée n'a pas atteint le granite complètement frais ; le granite très dur et le plus beau possible qu'on y recueille est toujours, comme le prouvent l'examen microscopique et l'analyse chimique, très fortement altéré. Comme les couches qui l'entourent, il est pénétré de pyrite, qu'on peut voir non seulement dans les fentes et les joints, mais aussi au sein de la roche elle-même, fraîche et brillante dans ces conditions, formant des points et des taches noires dans l'argile blanche provenant de la décomposition du granite.

Ce granite est compact, à grains très fins et très égaux, gris clair dans son ensemble. On peut déjà le déterminer macroscopiquement comme un granite biotitifère, pauvre en quarz et en mica ; c'est un véritable granitite que sa structure finement grenue rapproche des aplites de Saxe.

A l'examen macroscopique, le feldspath se montre en coupes transversales, régulièrement rectangulaires de 3 à 4 millimètres de diamètre, de couleur blanche ou jaunâtre, d'un éclat mat, qui fait qu'on ne peut à l'œil nu distinguer l'orthose du plagioclase. Les morceaux les plus frais de feldspath montrent même un commencement de kaolinisation. Le quarz, en grains irréguliers, de couleur gris de fumée, ne forme qu'environ le quart de la roche. Il est rare que les paillettes, d'ailleurs très petites, du mica montrent encore la coloration brune et l'éclat bronzé de la biotite ; elles sont généralement devenues par leur transformation en chlorite d'un vert-gris sale ou d'un vert noirâtre.

Au microscope, on peut reconnaître les éléments suivants : orthose, plagioclase, quarz, mica, chlorite, épidote, fer magnétique, rutile, des produits de décomposition des feldspaths, talc, pyrite.

L'*orthose* est de beaucoup l'élément prédominant. La plupart des coupes transversales montre des contours en ligne droite et souvent une forme régulièrement rectangulaire. Elle est très bien caractérisée, en cristaux simples pour la plupart, présentant parfois la macle de Carlsbad. Les coupes sont toujours troubles, ce qui est dû à l'accumulation de nuages gris-brunâtres, conséquences de la décomposition, qui a surtout commencé dans les parties centrales. Beaucoup de coupes ont encore un bord très clair polarisant vivement et s'éteignant tout d'une fois, tandis que leur noyau, complètement trouble, ne donne que la polarisation d'agrégat.

Les produits de décomposition du feldspath sont de trois sortes ; ce sont 1° de petites paillettes incolores, à polarisation très vive, d'un minéral micacé ; 2° des grains incolores, à contours indéterminés, d'une substance très faiblement biréfringente et à faible polarisation chromatique que M. von Lasaulx rapporte au kaolin ; 3° des amas très finement grenus, de couleur gris-brun sale, formant les nuages qui rendent les cristaux opaques et dont on ne peut déterminer l'espèce minérale. Les petites lamelles micacées sont souvent disposées d'une façon très nette en séries parallèles aux deux directions de clivage principal du feldspath et par suite aux contours rectangulaires de la section.

Le *plagioclase* n'est pas abondant ; la striation des macles polysynthétiques le fait immédiatement et très aisément reconnaître sous les nicols croisés. Il semble un peu plus décomposé que l'orthose, mais on ne peut faire de distinction entre les produits de décomposition de ces deux feldspaths.

Le *quarz* est en grains à contours très irréguliers remplis-

sant les intervalles qui séparent les cristaux de feldspath. Il est parfaitement clair ; les grains isolés s'éteignent toujours d'un seul coup et la polarisation est régulière. Ils sont riches en *très petites* inclusions liquides, dont quelques-unes renferment des libelles d'une grande mobilité. On trouve en inclusions dans le quarz des microlithes de plagioclase et des lamelles de mica, ce qui montre bien qu'il est le dernier formé des quatre éléments essentiels de la roche.

Le *mica*, quand il est frais, ce qui est extrêmement rare, a une coloration brun clair ; les lamelles clivées parallèlement à la base donnent une figure d'interférence caractéristique des cristaux à un axe : c'est donc de la biotite. Les coupes parallèles à l'axe vertical montrent un dichroïsme net, quoique assez faible :

Suivant γ — brun clair,
Suivant α — presque incolore.

La grande majorité des lamelles a complètement blanchi ; une grande partie passe en outre à la chlorite. Le dichroïsme en est alors :

Suivant γ — vert d'herbe,
Suivant α — jaunâtre.

Les coupes verticales des lamelles de mica décomposé montrent une alternance de couches vertes et de couches brun clair. Les couleurs de polarisation changent aussi en perdant de leur vivacité.

Il faut rapporter à la décomposition de la biotite la formation d'*épidote* et de *magnétite* ; ces minéraux n'apparaissent en effet que dans le voisinage immédiat du mica, ou en inclusions. L'épidote forme tantôt des touffes rayonnées de petites aiguilles visibles dans les sections basiques du mica, tantôt des bâtonnets allongés, à contours souvent rectilignes,

placés dans les joints de clivage ou formant des amas granuleux irréguliers. La direction des microlithes d'épidote dans les joints de clivage du mica est toujours orthodiagonale, par suite ils s'éteignent avec le mica lui-même parallèlement et perpendiculairement aux fentes de clivage. L'épidote, incolore ou faiblement brunâtre, est nettement pléochroïque. L'extrême vivacité de sa polarisation, avec les couleurs verte et rouge caractéristiques, distingue ce minéral de la titanite; le manque absolu de cassures transversales distingue ses baguettes étirées et incolores de celles de la zoïsite. Dans les sections du feldspath et non plus dans le voisinage du mica, on rencontre quelques coupes rhombiques d'épidote, mais alors elles sont complètement isolées.

Le fer magnétique est toujours associé à l'épidote ; doit-il, comme ce dernier, être considéré tout entier comme un produit de décomposition de la biotite ou existait-il, en partie, en inclusions primitives dans ce mica ? On ne saurait le dire. Cette dernière hypothèse a pourtant en sa faveur ce fait que certains grains de magnétite sont bordés par l'épidote absolument comme le fer titané par la titanomorphite.

Le *rutile* ne se rencontre qu'en peu d'endroits sur les coupes, mais il y forme alors des accumulations de grains, de prismes et même de macles. Il se trouve dans le feldspath et ne paraît pas en relation avec la biotite.

M. von Lasaulx rapproche du *talc* une substance incolore, en lamelles irrégulières groupées en rayons ou en fibres fines ayant l'aspect de l'amiante qu'il a rencontrée en un ou deux endroits dans de petites cavités remplies en partie par la pyrite. Elle polarise assez vivement en donnant les couleurs bleue et jaune et est d'ailleurs trop peu abondante pour qu'on puisse la déterminer plus exactement.

La *pyrite* est rare dans les coupes minces, ce qui montre qu'elle est surtout limitée aux fentes de la roche; l'analyse chimique donne le même résultat. Cette pyrite, uniformément

répandue dans toutes les roches de la région (granite, schistes et quarzites cambriens, roches devoniennes), est un produit secondaire dont la formation est postérieure à celle des roches elles-mêmes et tout à fait indépendante de leur origine. Il s'en est formé de tout temps dans ces roches; ainsi la déformation des cristaux et leur enveloppement par des zones de quarz dont les fibres sont dirigées perpendiculairement aux faces des cubes, dans les schistes de Lamersdorf et de Montjoie, montrent que la pyrite existait déjà en partie lors de la dislocation et du plissement de ces couches; les surfaces de glissement du granite sont tapissées de pyrite, qui ne s'est évidemment formée qu'après les surfaces elles-mêmes. Nous sommes tout à fait d'accord avec M. von Lasaulx pour dire que cette formation continue de pyrite a lieu depuis des époques très anciennes et qu'elle ne cesse pas à l'époque actuelle, comme on peut s'en convaincre en voyant l'un à côté de l'autre dans les roches tous les degrés de décomposition de ce minéral, depuis le cube jaune d'or à bel éclat métallique, jusqu'à la cavité cubique remplie d'une poussière jaune de limonite. L'eau chargée de matières organiques par son passage à travers la couche tourbeuse du plateau ne peut manquer de réduire les sulfates formés aux dépens de la pyrite ancienne pour en donner de la nouvelle. Je suis moins de son avis pour ce qui est des sources *ascendantes* d'hydrogène sulfuré qui auraient formé la pyrite première; il suffit des eaux de ruissellement pour dissoudre des sulfures toujours faciles à se former dans la décomposition et la putréfaction des animaux et des végétaux qui ont habité le plateau depuis l'époque paléozoïque [1].

M. Frédérick H. Hatsch a fait l'analyse de deux morceaux de granite, l'un le plus frais possible, l'autre tout à fait

---

(1) Voir ma note sur les minerais de fer. Ann. soc. géol. du Nord t. X, p. 121.

décomposé. La comparaison des résultats étant des plus instructives, nous reproduisons ci dessous les résultats de l'opération :

		Granite frais.	Granite décomposé.
Densité		2.68	2.6'/
	SiO^2	66.88	67.20
	Al^2O^3	17.89	19.10
	Fe^2O^3	3.75	2.84
	CaO	1.44	traces
	MgO	1.53	1.34
	K^2O	3.77	3.25
	Na O	3.55	3.10
Perte au feu	H^2O (déterminé directement)	1.93	3 44
	Substances volatiles	0.07	0.63
		100.81	100 90

Un dosage par l'eau régale n'a donné qu'une quantité de soufre trop faible pour pouvoir être pesée; la pyrite est rare dans la roche, ce que nous avait déjà montré le microscope. On n'a pas pu constater la présence de carbonates dans la roche décomposée.

En comparant les résultats de ces analyses chimiques avec ceux de l'analyse microscopique, on voit clairement la marche suivie par la décomposition. Il y a eu dissolution d'une certaine quantité de matière, d'où accroissement des substances insolubles : silice, alumine ; le silicate d'alumine ou kaolin absorbe beaucoup d'eau, d'où l'augmentation de cet élément dans l'analyse du granite décomposé. La proportion des alcalis n'a diminuée que très faiblement; cela tient précisément à la formation du mica secondaire, blanc, de la série potassique et contenant un peu de soude. La diminution de la magnésie correspond à la disparition de la biotite La roche plus fraîche encore, qu'on pourrait trouver plus profondément, contiendrait sans aucun doute plus d'alcalis et

en particulier de soude que ne l'indique l'analyse précédente. En effet, quand un granite se décompose, c'est la soude qui diminue d'abord et plus rapidement que la potasse ; il s'ensuivrait que le plagioclase y serait plus abondant ; il en est de même du mica noir.

Arrivé à ce point de l'analyse du mémoire du savant pétrographe allemand, nous pouvons tirer quelques conclusions intéressantes :

1° La *roche* provenant de la tranchée de Lamersdorf, étudiée microscopiquement par M. von Lasaulx, chimiquement par M. Hatsch, *est, sans aucun doute possible, une granitite.*

2° *Ce granite est inférieur au terrain cambrien et forme la clef de la voûte anticlinale qui constitue le plateau des Hautes-Fanges.*

3° *On n'observe pas de phénomènes de métamorphisme au contact des schistes et quarzites cambriens et du granite en question.*

4° *Cette roche n'est donc pas celle qui a métamorphisé certaines régions de l'Ardenne.*

5° *Ce granite était solide avant que le cambrien ne se déposât sur lui ; son âge est donc anté-cambrien.*

6° C'est probablement cette roche *que M. Gosselet qualifie de Laurentien ?* dans son mémoire sur les ardoises de Fumay et qui passe au *nord* du massif de Rocroi ; le granite serait cette masse solide inébranlable contre laquelle auraient glissé les uns sur les autres les schistes devenus par ce fait ardoisiers (1).

7° Le granite *post-devonien* (peut-être bien carbonifère ou permien, car il y en a de tous les âges, même et surtout dans l'Ardenne) dont l'éruption a métamorphisé les environs de Bastogne et a déterminé la formation des porphyroïdes de la vallée de la Meuse, *est encore à trouver.*

(1) *Gosselet* : Les schistes de Fumay. Ann. soc. géol. du Nord, t. X, p. 63, pl. III et IV.

J'ajouterai qu'on en trouvera un à une faible profondeur aux environs de Serpont.

Mais, comme on le pense bien, M. von Lasaulx a tenté d'expliquer pourquoi son granite n'avait pas métamorphisé les couches de contact. « Les phénomènes de métamorphisme » caractéristiques des zones de contact du granite, dit-il, » consistent principalement dans la formation de silicates » d'alumine cristallisés, à la synthèse desquels n'ont pas » tant servi les éléments du granite que surtout et, il faut le » dire, la plupart du temps exclusivement, les éléments » mêmes qui constituaient les roches métamorphisées. » Il ajoute qu'on ne doit nullement s'étonner que le quarzite n'ait subi au contact du granite aucune action métamorphique, et, de fait, dans une roche composée entièrement de quarz, que peut-il se produire de transformation, sinon une recristallisation ? Mais alors j'ai lieu de m'étonner de ce que le granite de Rostrenen métamorphise les quarzites de l'assise de Plougastel en Bretagne (1), que les grès du massif de Guéméné subissent une telle variété de transformations sous l'influence du granite de l'autre type (2). Le cas qu'il cite de la non-transformation au contact du granite des grès et conglomérats siluriens, inférieurs aux schistes à *Paradoxides* des environs de Christiania et sur l'Eker, prouve simplement la grande inégalité d'action entre les schistes et les grès, déjà montrée par M. Ch. Barrois ; mais cette différence ne va pas jusqu'à devenir infinie et la largeur de 100 mètres (3) de la zone de métamorphisme du grès, même quand on la compare à celle de 1 kilomètre de la zone de schistes métamorphisés, peut bien diminuer, mais jamais devenir nulle.

(1) *Ch. Barrois* : Le granite de Rostrenen, ses apophyses et ses contacts Ann. soc. géol. du Nord, t. XII, p. 1.

(2) *Ch. Barrois* : Sur les grès metamorphiques du massif granitique du Guéméné. Ann. soc. géol. du Nord, t. XI, p. 103.

(3) *Ch. Barrois* : Ann. soc. géol. du Nord, t. XII, p. 101.

Quant aux couches schisteuses intercalées dans les quarzites de Lamersdorf et qui auraient pu conserver l'empreinte métamorphique, elles sont tellement décomposées et friables qu'on ne peut tirer de leur étude aucun renseignement positif sur ce sujet.

Ce n'est qu'à une certaine distance, peu considérable, il faut le dire, de la roche cristalline que l'on rencontre des couches métamorphiques singulièrement intéressantes. Elles ressemblent, en effet, du moins extérieurement, aux roches des Butées et du Franc-Bois de Willerzie, dont M. Gosselet a fait le type de l'arkose métamorphique ; on sait que c'est précisément là que notre savant maître trouve les indices les mieux caractérisés du « métamorphisme par friction. » On les considérait jadis comme des porphyroïdes auxquelles elles passent par des transitions insensibles, et M. von Lasaulx disait lui-même en Août 1884 (1) que c'étaient des roches porphyriques transformées par *métamorphisme mécanique* et néo-formation de minéraux ; il n'était donc pas alors si éloigné d'admettre un peu de friction dans la pression métamorphisante. M. Ch. Barrois, tout en admettant l'origine clastique et sédimentaire de l'arkose métamorphique, la regarde comme injectée postérieurement par de la matière granitique ; on sait d'ailleurs que telle est aussi son opinion sur les porphyroïdes types de la vallée de la Meuse.

Il est très intéressant de retrouver ces roches dans une position absolument identique à celle qu'elles occupent dans le Franc-Bois de Willerzie ; je dis absolument, parce que j'ai la conviction que leur position sous-devonienne n'est qu'apparente, comme d'ailleurs c'est aussi le cas pour l'arkose du Franc-Bois. Si, du plateau cambrien, on descend dans la vallée du Callbach, on rencontre sur le versant gauche ou

(1) Sitzungsberichte der niederrheinischen Gesellschaft für Natur- und Heilkunde, Août 1884.

occidental le *Schützenplatz* de Lamersdorf. C'est là que s'élèvent en rochers saillants ces bancs d'arkose métamorphique, faiblement inclinés de 20° à 30° vers l'est. Von Dechen les rapporte à la zone inférieure de poudingues, qu'on observe au moulin de Lamersdorf et sur le flanc droit de la vallée du Callbach, sous forme de conglomérats et de quarzites gris-jaunâtre ou blancs, finement grenus. L'intervalle est formé par des grès feldspathiques ressemblant à de l'arkose rougeâtre, renfermant de nombreux cubes de pyrite, entièrement décomposés. On remarquera aisément l'analogie, pour ne pas dire l'identité, de cette coupe avec celle du Franc-Bois (1).

Les rochers du *Schützenplatz* (2) sont formés par les bancs énumérés ci-après. A la base se trouve une roche verte à structure schisteuse, dont les feuillets sont rendus noueux par l'existence de grains de quarz de la grosseur d'un grain de millet ; on les voit fort nettement sur les cassures transversales de la roche. Les grains de quarz sont séparés et enveloppés par des lamelles ondulées d'un minéral micacé vert ressemblant à la séricite. Elle est surmontée par une roche tout à fait semblable, mais à grains plus gros et tout à fait poudingiforme : les grains de quarz noyés dans la séricite ont jusqu'à 3 centimètres d'épaisseur ; ils ont la forme de cailloux roulés ; d'ailleurs la diversité de leurs colorations, les différents états qu'ils présentent témoignent hautement de leur origine allogène hétérogène. Sui-

---

(1) *Gosselet* : Note sur l'arkose d'Haybes et du Franc-Bois de Willerzie. Ann. soc. géol. du Nord, t. X, p. 194, pl. 8.

(2) Cette disposition en rochers saillants n'est pas moins caractéristique que la structure et l'aspect de ces roches. Le Franc-Bois ne nous montre t-il pas ces arkoses métamorphiques formant des rochers comme le Reuchon, par exemple ?

vant les joints de stratification, les couches sont plus schisteuses et, par conséquent, les grains de quarz plus petits ; en même temps, des couches de quarz tapissant ces mêmes joints indiquent clairement la néoformation minérale qui s'y est opérée.

La roche sus-jacente est semblable à la première, sauf qu'elle n'est plus verte, mais gris noir ; les paillettes séricitenses ont un éclat blanc d'argent un peu jaunâtre. Les grains de quarz y sont tantôt rouge foncé, de la couleur du grenat, tantôt gris de fumée, tantôt jaune-rougeâtre ou d'un blanc de lait La couleur grise de la roche est due à la présence de petits octaèdres aigus de magnétite qui se sont développés entre les madrures du mica.

Mais si ces arkoses métamorphiques de Lamersdorf ressemblent si complètement au premier abord à celles du Franc-Bois de Willerzie, elles montrent à l'examen microscopique des différences considérables, qui n'ont toutefois pour moi qu'une importance tout à fait secondaire. Ces différences sont dues simplement à ce que j'appellerai un excès de métamorphisme des roches du Franc-Bois.

Dans ces dernières, en effet, les grains de quarz porphyrique ont très souvent leurs contours nettement hexagonaux et sont entourés d'une zone grenue dont M. von Lasaulx désigne la structure sous le nom de microgranitique, et dans laquelle M Barrois reconnaît les restes de l'injection de la matière granitique. Les roches de Lamersdorf ne présentent rien de semblable : elles ne montrent pas de zone microgranitique, tous les grains de quarz sont de nature franchement clastique et ne présentent pas de recristallisation. Ce sont donc bien des arkoses dont le mica est devenu séricite et le feldspath kaolin ; les grains de quarz montrent des traces non équivoques de laminage et de compression tant par leurs déformations que par les anomalies optiques qu'ils présentent ; c'est l'arkose métamorphique qu'on devrait

prendre comme type, car elle n'a évidemment subi que le métamorphisme par friction, tandis que celle du Franc-Bois a de plus subi l'injection granitique. Ces faits devaient-ils nous surprendre? Le granite de Lamersdorf n'a métamorphisé aucune couche, pourquoi aurait il injecté les roches du *Schützenplatz*? L'arkose du Franc-Bois est au contraire dans le voisinage de la masse granitique qui a métamorphisé les environs de Serpont. En un mot, les phénomènes de métamorphisme qu'on observe dans l'Ardenne sont complexes et se rattachent à plusieurs causes; il faut les séparer et apprendre à les distinguer les uns des autres : c'est un travail qui reste à faire.

Si nous voulons savoir comment se continue de part et d'autre de la tranchée de Lamersdorf, le granite qui forme l'ossature du plateau des Hautes-Fanges, supposons qu'il conserve la direction N.-E.—S.-O. qu'il y affectait; nous verrons alors que son prolongement coïncide exactement avec la ligne de faîte de ce plateau; cela ressort parfaitement des considérations qui forment la préface de ce travail. On le poursuivrait ainsi en partant de Lamersdorf (545 mètres au-dessus du niveau de la mer), en passant entre Mützenig et Ternell (656 et 598 mètres), par le Pannensterzkopf et le grand Haardt jusqu'à Botrange au N.-O. de Sourbrodt (695 mètres) et à la Baraque-Michel (692 mètres) sur la route de Malmédy à Eupen, sur la frontière. En Belgique, on pourrait le retrouver sous la crête de Hocquai (631 mètres), mais ensuite il doit s'enfoncer très rapidement sous le cambrien.

Quoiqu'il en soit, le cambrien forme une voûte anticlinale sur le granite; les couches qui le représentent sont les schistes et quarzites des Hautes-Fanges, équivalentes de nos schistes et quarzites de Revin (ou tout au moins, d'après moi, à une partie de cette assise). Nous sommes tout à fait d'accord avec M. von Lasaulx pour croire que les couches de

Revin sont les plus anciennes du massif de Rocroi, qui, comme les Hautes-Fanges, présente une structure anticlinale, uniclinale, et isoclinale, comme nous essaierons de le montrer prochainement, bien que nous ne partagions pas toutes les idées que le savant pétrographe a exposées au sujet de la structure de l'Ardenne.

M. **Gosselet** présente les observations suivantes :

La découverte de M. von Lasaulx est une des plus importantes qui aient été faites depuis longtemps dans l'Ardenne ; mais pour moi elle ne change en rien ce que je pensais de l'architecture géologique du pays. Comme M. Six vient très bien de le faire remarquer, le granite de Lammersdorf est antérieur au cambrien des Hautes-Fanges et ne l'a nullement métamorphisé ; à plus forte raison n'a-t-il pas déterminé le métamorphisme de Remagne et de Bastogne.

M. von Lasaulx dit avec beaucoup de raison que tous les géologues ardennais sont depuis longtemps convaincus qu'il y a du granite dans le voisinage de l'Ardenne. Il y a quelques années, j'ai donné dans mes cours une coupe idéale où je suppose un plateau de granite sous le bassin de Dinant. J'expose cette même idée dans un mémoire sur l'Ardenne, qui est en cours de publication.

La découverte de M. von Lasaulx vient apporter à cette hypothèse une preuve inattendue et d'autant plus concluante que, sans avoir d'opinion bien arrêtée sur l'identité ou la différence du cambrien des Hautes-Fanges et de l'assise de Revin, je pense que la bande cambrienne des Hautes-Fanges doit aller passer au nord de Fumay.

On a fait beaucoup d'hypothèses pour expliquer la structure et les relations de ces noyaux isolés de terrain cambrien ; on en fera peut être beaucoup encore ; mais lorsqu'on se trouve en présence des faits, les objections et les doutes surgissent de toute part. On se convainc de plus en plus de

la vérité de ce que disait d'Omalius d'Halloy : les hypothèses sont le roman de la science.

M. Achille Six fait la communication suivante :

Les **Scorpions fossiles,**
par M. **Ach. Six.**

Deux découvertes de la plus haute importance viennent d'exciter l'attention des paléontologistes sur l'intéressante classe des Arthropodes. A l'exception des trilobites, des mérostomates et des ostracodes, ces articulés sont généralement délaissés et leur étude est considérée comme sans profit par les collectionneurs. Quelques observateurs intrépides se sont dévoués à l'étude de l'entomologie fossile ; les résultats de leurs recherches sont souvent restés l'apanage des spécialistes. Enfin, quand il s'agit des Myriapodes et des Arachnides, on voit se passer ce fait étrange qu'un savant ayant découvert le plus ancien des animaux terrestres connus jusqu'alors ait laissé pendant plus d'un an cet échantillon dans sa collection, sans songer à l'importance de sa trouvaille : nous n'oserions pas dire sans se douter de sa valeur. D'ailleurs, M. Albert Gaudry, dans les *Enchaînements du monde animal*, ne dit rien des Scorpions fossiles et, chose bizarre, il s'occupe des Scorpions actuels à propos des Mérostomates. Il est vrai qu'à l'époque où il écrivait son livre, on n'en connaissait pas de plus anciens que ceux du terrain houiller qui, « quoique rangé dans le primaire, est récent comparativement aux couches cambriennes, » comme il le dit avec beaucoup de raison. Dans ces conditions, ils ressemblaient tellement à leurs congénères actuels qu'il ne pouvait être question « d'enchaînement. »

Tous les faits observés jusqu'ici s'accordaient avec toutes les théories pour montrer que la vie aquatique avait précédé

la vie aérienne, que les mers ont dû évidemment être peuplées avant les continents et que, par conséquent, les types terrestres, tout en étant « comparativement récents » étaient les moins simples, forcés qu'ils avaient été de s'adapter à leur nouveau mode de vie. Les nouvelles découvertes ont, il est vrai, laissé intacts faits et théories, mais si l'apparition de la vie sur la terre ferme a suivi l'apparition de la vie dans les mers, il semble que ce soit de très près. M. Douvillé vient en effet de rencontrer une aile de blatte dans le grès silurien de Jurques (Calvados) qu'il identifie avec le grès de May (silurien moyen); d'autre part, M. le Dr Hunter en Ecosse et M. le professeur Gustav Lindström dans l'île de Gothland, ont rencontré dans le silurien supérieur des restes tout à fait authentiques de véritables Scorpions. Tels sont, jusqu'à présent, les *premiers animaux terrestres qui aient respiré l'air directement.*

Les Scorpions fossiles sont rares. En 1835, le comte Sternberg en décrivit un provenant du terrain houiller de Chomle (Bohême) que Corda en 1836 nomma *Cyclophthalmus senior* (1) parce qu'il avait les yeux disposés en cercle. Ce fossile se rattache étroitement au genre actuel *Androctonus* qui a son type dans le Scorpion tunisien des parties chaudes de l'Afrique; il a, comme lui, douze yeux, dont cinq paires sont accessoires et plus petites, placées en arrière des yeux principaux, le seul caractère qui le différencie des Scorpions actuels, qui tous ont les yeux principaux derrière les yeux accessoires.

Trois ans plus tard, Corda décrivait une nouvelle forme provenant des mêmes couches et de la même localité sous le

(1) Bœhmische Verhandlungen, 1836 et Archives de Wiegmann, 1836, vol. II, p. 86. Le *Cyclophthalmus* a été figuré dans les transactions du Musée de Bohême. Voir aussi *Buckland* : Minér. et géol., traité Bridgewater, trad. Doyère, p. 357.

nom de *Microlabis Sternbergi* (1); on a reconnu depuis qu'elle était voisine de celles de *Chelifer*, *Obisium*, etc., actuels; que, par conséquent, bien qu'elle mesurât 33^{mm} de long, on devait, comme le Scorpion des vieux bouquins, la faire rentrer dans le groupe des *Pseudoscorpionides*.

En 1866, Meek et Worthen (2) trouvèrent des restes incomplets, il est vrai, mais parfaitement reconnaissables, de Scorpions dans le terrain houiller de l'Amérique septentrionale, restes dont ils firent les genres *Eoscorpius* et *Mazonia*, du nom de Mazon Creek, Morris Grundy County, Illinois, localité où ils furent rencontrés. Tel est l'*Eoscorpius carbonarius* Meek et Worth.

En 1873, Henry Woodward retrouva l'*Eoscorpius* américain dans la houille d'Angleterre et le calcaire carbonifère d'Ecosse (*E. anglicus*).

En 1881, M. Ben N. Peach (3), chargé de l'étude des restes de Scorpions recueillis par le service géologique de l'Ecosse et provenant des plus anciennes couches carbonifères, décrivit et figura plusieurs espèces d'*Eoscorpius*. Il constatait en même temps la ressemblance extrême que présentent ces anciennes formes avec celles qui vivent actuellement. C'est ainsi, en effet, que nous voyons au commencement de la période carbonifère des types dont l'organisation élevée nous rappelle les plus spécialisés des Scorpions actuels, les *Androctonus*. A certains égards même, on peut dire que les Scorpions carbonifères diffèrent moins des Scorpions actuellement vivants, que ces derniers entre eux. On pouvait donc, avec M. Peach, s'attendre à en rencontrer dans le devonien et dans le silurien.

---

(1) *Leonh.* und *Bronn.* : Neues Jahrbuch, 1841, p. 584. *Quenstedt*; Hand. der Petrefact., p. 867.

(2) American Journal of science, 2e série, XLV, p. 25 et Geological survey of Illinois, III, p. 563-565.

(3) Transactions of the royal Society of Edinburgh, XXX, p. 397-412, pl. XXII, XXIII.

En effet, le Dr Hunter, de Carluke, en trouvait un en Juin 1883 dans le silurien supérieur de Dunside, Logan Water, Lesmahagow, dans le Lanarkshire (Ecosse), dans ces mêmes couches qui ont fourni au Dr Henry Woodward une magnifique série d'Euryptérides, dont la description forme une grande partie de ses *Fossil Merostomata.*

De son côté, pendant l'été de 1884, le Professeur Gustav Lindström, de l'Académie suédoise des sciences de Stockholm, trouvait à Wisby, dans l'île de Gothland (Suède), un Scorpion ayant vécu lors du dépôt du silurien supérieur. Il fit photographier l'échantillon, rédigea une notice préliminaire sur le nouveau fossile et, par ce moyen, fit part de sa découverte au monde savant. Ce fut en recevant la photographie que le Dr Hunter songea à sa trouvaille; il l'envoya aussitôt à M. Ben N. Peach (1); mais il était trop tard, l'honneur de la découverte du Scorpion silurien revenait toute entière au professeur suédois. Le 24 Novembre dernier, M. Lindström écrivait à M. Alphonse Milne-Edwards une lettre dans laquelle il donnait les détails qui suivent sur l'échantillon dont il était possesseur : « . . . La conservation » en est assez bonne; on y voit la cuticule chitineuse » brune ou brun-jaunâtre, très mince, comprimée et froncée » par la pression des strates. On peut y distinguer le céphalothorax, l'abdomen avec sept lamelles dorsales (préabdo- » men) et la queue (postabdomen) composée de six segments » ou anneaux, dont le dernier se rétrécit et s'effile en un » dard venimeux. Les ornements de la surface, consistant en » tubercules et en quilles longitudinales, sont entièrement » semblables à ceux des Scorpions actuels. Un des stigmates » de droite est visible et montre bien qu'il doit avoir appar- » tenu à un animal aérien; l'ensemble de l'organisation » indique d'ailleurs qu'il vivait sur la terre ferme. C'est donc

(1) Voir Annals and magazine of natural history, p. 76, Décembre 1884.

» dans ce Scorpion, que nous avons nommé *Palaeophonens* » *nuncius*, que nous voyons le plus ancien des animaux » terrestres (1). Dans la conformation de ce Scorpion, il y a » un trait caractéristique d'une grande importance : c'est la » forme des quatre paires de pattes thoraciques longues et » pointues, ressemblant aux pattes des embryons de plu- » sieurs autres trachéates ou d'animaux tels que *Campodea* » (Thysanoures). On ne retrouve déjà plus cette forme de » pattes chez les Scorpions carbonifères, dont les appendices » ressemblent à ceux des Scorpions actuels. »

Enfin tout dernièrement (2), M. Ben N. Peach décrivit l'échantillon écossais. Le Scorpion a un pouce et demi de long et est couché sur le dos ; l'échantillon suédois est étalé sur le ventre. Bien qu'on ait probablement affaire ici à deux espèces distinctes, sinon à deux genres différents, cette disposition variée des deux seuls fossiles connus vient heureusement compléter l'étude de l'un par celle de l'autre. Nous en aurions fini avec l'historique de la scorpionologie fossile, s'il ne nous restait pas à mentionner ce fait singulier que depuis l'époque carbonifère jusqu'à l'époque actuelle les Scorpions semblent s'être retirés du monde : on n'en rencontre plus un fossile dans les terrains secondaires et tertiaires. Holl (3) a bien décrit un Scorpion qui semblait provenir des couches à succin de la Baltique, qui, comme on sait, appartiennent à l'éocène supérieur ; mais il paraît que cette arachnide est renfermée non dans l'ambre, mais dans une résine récente : c'est le *Scorpio Schweiggeri* Holl.

Tout le monde sait qu'une division des animaux invertébrés à membres articulés ou Arthropodes réunit sous le nom d'Arachnides les Araignées et les Scorpions, qui ont pour

---

(1) La découverte de M. Douvillé n'était pas encore connue à ce moment.

(2) Nature, n° du 29 Janvier 1885, p. 295.

(3) Schweigger Reise, p. 117, pl. 8, fig. 69 ; *Holl* : Petref., p. 177.

caractères communs la respiration aérienne, l'absence d'ailes, la présence d'un céphalothorax, de deux paires de mâchoires, de quatre paires de pattes thoraciques et d'un abdomen sans pattes. Les Scorpions se reconnaissent à première vue à leurs chélicères (paire antérieure d'appendices céphaliques) courtes triarticulées, dont le dernier article est mobile sur un prolongement de l'article précédent, de manière à former une pince didactyle ; à leurs palpes maxillaires (seconde paire d'appendices céphaliques) très longs, terminés par des pinces didactyles d'une grande puissance et dont l'article basal élargi sert à la mastication ; c'est la présence de ces palpes, jointe à celle de téguments solides et crustacés, qui les avaient jadis fait ranger parmi les crustacés thoracostracés (écrevisse, homard, crabes, etc.), dont ils ont aussi le grand bouclier céphalothoracique. Le céphalothorax porte quatre paires de pattes ambulatoires terminées par des doubles griffes ; l'article basilaire de la première paire s'étale pour concourir à la mastication. L'abdomen multiarticulé est largement uni au thorax, au lieu de ne lui être rattaché que par un grêle pédicule comme chez les Araignées. Cet abdomen est court et brusquement terminé chez les Faux-Scorpions ; il s'allonge, au contraire, très fort en forme de queue chez les vrais Scorpions et peut alors se diviser en deux parties : un préabdomen cylindrique composé de sept anneaux, auquel fait suite un postabdomen très étroit formé de six anneaux, qui se recourbe vers le haut et se termine par un aiguillon acéré et recourbé renfermant deux glandes vénimeuses. Nous ajouterons, pour les distinguer tout à fait des quelques Arachnides, telles que les Télyphones, qu'on serait tenté d'y rapporter, que la respiration des vrais Scorpions est pulmobranchiale, c'est-à-dire qu'elle s'effectue au moyen de quatre paires de sacs pulmonaires, véritables branchies pulmoniformes, composées d'un petit nombre de tubes aplatis ; ces sacs viennent s'ouvrir à l'air extérieur par des

stigmates disposés de chaque côté du préabdomen, du 3[e] au 6[e] anneau. Les Arachnides inférieures, à forme scorpioïde, respirent au moyen de trachées.

Un fait dont nous ne saurions trop faire ressortir l'importance en présence des nouvelles découvertes signalées plus haut, c'est que *par l'organisation interne, les Scorpions sont supérieurs aux autres Arachnides.* Nous ne pouvons songer ici à discuter cette organisation ni même à la décrire, nous renverrons le lecteur avide de renseignements aux travaux de de Geer, Treviranus, Herbst, Leach, Ehrenberg, Hemprich, Hahn, Koch, Walckenaer, P. Gervais, J. Müller, Rathke, Newport, Audouin, E. Blanchard, Léon Dufour, Peters, E. Metschnikoff, Tamerlan Thorell, F Karsch, etc., tant au point de vue anatomique que pour l'embryogénie et la classification. Nous nous contenterons d'appeler l'attention sur les caractères que peuvent mettre à profit les paléontologistes et qui ont servi de base à l'établissement des systèmes. Sur la face ventrale de l'abdomen existe une paire d'appendices spéciaux, sortes de caroncules dentées, auxquelles, en raison de leur ressemblance avec ces objets de toilette, on a donné le nom de peignes ; ce sont des organes sensoriels pourvus de nombreux petits mamelons tactiles. Les organes de la vision sont représentés par 3 à 6 paires d'yeux, dont deux gros situés au milieu du céphalothorax, les 2 à 5 paires restantes étant placées à gauche et à droite sur le bord frontal ; ces derniers yeux sont plus petits, mais tous sont simples et ne présentent jamais de cornée à facettes, comme ceux des insectes.

Pour classer les Scorpions, on s'appuyait jadis sur la position et le nombre des yeux ; on distinguait ainsi les Scorpions à douze yeux, tels que le Scorpion blond du midi de la France, qui habitent tous l'ancien continent ; les Scorpions à dix yeux ou Scorpions américains ; les Scorpions à huit yeux, parmi lesquels il faut compter les plus grandes

espèces connues (*Buthus imperator* atteint 18 centimètres de long) ; enfin les Scorpions à six yeux, dont le type est le Scorpion ordinaire du midi de la France, le plus petit et en même temps le moins redoutable de ces animaux. Nous avons déjà vu que le Scorpion carbonifère décrit par Corda était un Scorpion à douze yeux.

D'autres auteurs ont établi leur classification sur la forme du sternum et les dents des chélicères. Ce sternum est rétréci en avant, presque triangulaire, chez les Scorpions supérieurs à dix et douze yeux ; il est très court et a la forme d'une plaque étroite et recourbée chez quelques Scorpions à huit yeux ; il est presque pentagonal chez les Scorpions à six yeux et une grande partie des Scorpions à huit yeux. Par la forme de son sternum, le Scorpion silurien d'Ecosse se rapproche de ces derniers; c'est une large plaque pentagonale (métasternite) le long de laquelle viennent aboutir les hanches ou articles basaux cunéiformes de la 4e paire de pattes. Les hanches de la troisième paire s'attachent le long du bord supérieur de cette plaque et se rencontrent sur la ligne médiane du corps, où elles s'unissent solidement. Les hanches des deux premières paires de pattes, ainsi que les bases élargies des palpes maxillaires, sont éloignées de la ligne médiane du corps, ce qui montre qu'elles servaient seules à serrer la proie dont l'animal voulait exprimer le jus, comme cela se passe chez les Scorpions actuels. En arrière de la plaque pentagonale existe un espace en forme de V renversé, sur toute l'étendue duquel le test est mince et plissé le long de l'axe médian du corps. C'est à l'angle antérieur du V renversé que pend l'opercule bifide flanqué de chaque côté par les peignes.

M. Thorell attache une grande importance au point de vue de la classification à la conformation des peignes, ainsi qu'aux dents des palpes maxillaires. Les peignes du Scorpion écossais ont un large rachis triangulaire portant les filaments

dentiformes ordinaires. Ils sont très développés et cachent presque le premier des quatre anneaux abdominaux qui portent les stigmates chez les Scorpions actuels ; tous les quatre montrent bien du côté droit, sur l'échantillon écossais, ces stigmates en forme de fente occupant la place normale.

Le nombre des anneaux de l'abdomen est le même chez le Scorpion suédois que chez les Scorpions actuels : il semble moins grand sur l'échantillon écossais. En effet, le 5ᵉ anneau ventral se contracte brusquement à son extrémité postérieure, à laquelle est articulée une longue queue formée de cinq articles et terminée par un aiguillon. Les surfaces articulaires de chacune des parties qui composent le postabdomen montrent clairement que l'animal pouvait, comme ses descendants d'aujourd'hui, relever sa queue au-dessus de sa tête.

Nous ajouterons, pour compléter la description des Scorpions siluriens, que leurs pattes ambulatoires, plus trapues chez le *Palaeophoneus nuncius*, se terminaient en une simple pointe et que les palpes maxillaires de l'échantillon écossais étaient moins forts que ceux du fossile suédois.

On trouve de nos jours des Scorpions dans toutes les contrées chaudes ou tempérées ; ceux des pays tropicaux sont les plus forts et les plus variés en espèces ; ils paraissent être supérieurs en organisation à ceux des régions plus froides et il semble qu'un fait analogue se soit produit dans la série des temps géologiques. Le postabdomen volumineux et élargi chez les *Androctonus*, par exemple, dont il faut rapprocher les Scorpions fossiles, devient grêle dans les *Ischnurus* et les *Scorpius*. La vésicule qui renferme le poison dans l'aiguillon diminue en même temps dans la même proportion, ainsi que l'activité du venin. Les peignes sont de moins en moins longs et les dents vont diminuant de nombre quand on va des premiers aux derniers ; nous savons que les peignes étaient très développés et portaient un grand nombre de dents chez les formes fossiles. Les yeux, d'abord au nombre

de douze chez les Scorpions supérieurs et les fossiles, vont diminuant de nombre dans le même sens, se réduisant à dix, puis à huit et enfin à six.

Les Scorpions vivent d'insectes, comme les Araignées ; le poison de leur aiguillon leur sert, en effet, non pas seulement à combattre leurs ennemis et à se défendre contre leurs attaques, mais encore à engourdir la proie qu'ils convoitent et dont ils vont sucer la substance. Il existait donc des insectes pour nourrir ces Scorpions anciens ? Nous savons qu'à l'époque où vivait le *Cyclophthalmus*, les Arachnides, les Insectes, les Myriapodes ne manquaient pas, mais si nous nous reportons aux plus récents travaux (1) des palæentomologistes, nous constatons qu'au dessous du devonien moyen du Canada, dans lequel on a trouvé des libellules, on ne connait pas d'insecte. Le grès rouge inférieur du Forfarshire (Ecosse) a fourni des Myriapodes chilognathes (2). On peut rapporter également à des Myriapodes les traces désignées sous le nom de Gyrichnites qu'on a rencontrées (3) dans le devonien inférieur de Gaspé (Canada). On pourrait, à la rigueur, mettre en doute l'âge dévonien d'une partie de la formation du vieux grès rouge ; M. Geikie n'a-t-il pas montré depuis longtemps (4) que, dans la formation d'eau douce de l'old red sandstone à *Cephalaspis* du Lanarkshire (Ecosse), on rencontrait des schistes renfermant une faune silurienne (*Beyrichia*, *Orthoceras*, *Graptolithes*) et les travaux de M. E. Kayser, n'ont-ils pas permis de supposer qu'une partie de ce que nous appelons devonien inférieur est à ranger dans le silurien ou inversement ?

---

(1) *Ch. Maurice* : Les Insectes fossiles. Ann. soc géol du Nord, t. IX, p. 152.

(2) Trans. of the royal physical Society, 1882, t VII, p. 177-188, pl. II.

(3) Transactions of the royal Society of Canada, vol. I, pl. XI, XII

(4) Explanation of sheet 23 of the geol. surv. of Scotland, 1878, p. 14.

La découverte faite par M. Douvillé d'une aile de blatte dans le silurien moyen du Calvados nous prouve d'ailleurs l'existence des Insectes à une époque qui précède même celle des Scorpions. M. Ch. Brongniart, qui l'a étudiée, dit (¹) qu'elle se distingue de toutes les blattes vivantes et fossiles par la longueur de la nervure anale et le peu de largeur du champ axillaire. La nervation rappelle assez celle de *Progonoblattina Fritschii* Heer ou de *Gerablattina fascigera* Scudder, toutes deux provenant du terrain houiller. Quoiqu'il en soit, cette aile suffit pour nous montrer que l'insecte, à qui elle a appartenu et que M. Brongniart appelle *Palaeoblattina Douvillei*, était d'une organisation assez élevée. Remarquons maintenant avec M Peach que les Scorpions siluriens ont été trouvés dans des sédiments marins ; nul doute qu'ils n'eussent de grandes préférences pour le voisinage de la côte et qu'ils ne courussent entre les pierres du rivage dévorer les œufs d'Euryptérides ou de *Parka decipiens* que nous retrouvons dans ces mêmes couches. On voit bien que ce n'était que le commencement de l'adaptation de ces animaux à la vie terrestre ; mais quoiqu'il en soit, on ne peut s'empêcher d'être surpris de la grande variété et de la haute organisation des divers types qui ont animé les premiers âges du globe.

On ne manquera pas de faire valoir cette objection sérieuse à la théorie de l'évolution, que les données paléontologiques semblent indiquer que tous les types (les embranchements, dirait Cuvier) ont existé avec leur organisation la plus élevée dès les premiers âges du globe ou plutôt dès que ce dernier fut en état de porter des habitants. Nous pourrions, au pis aller, mettre sur le compte de l'inconnu et de l'insuffisance de nos connaissances en paléontologie le mystère qui plane sur l'origine des êtres vivants ; nous pourrions supposer que les restes des ancêtres de ces types primordiaux si

(1) Compt. rend. Acad. sc. 29 Décembre 1881, p. 1164.

variés et si hautement organisés sont encore à trouver dans l'énorme épaisseur des roches sous-cambriennes. Et ce ne serait pas une vaine hypothèse : depuis que Barrande a cru trouver les premiers représentants de la vie à la surface du globe dans ce qu'il a nommé la *faune primordiale*, n'a-t-on pas successivement rencontré en Suède et en Angleterre des couches fossilifères plus anciennes et qu'on appelle cette faune éozoïque ou antéprimordiale, n'y a-t-il pas dès lors de bonnes raisons pour croire à l'existence d'une faune *sous-éozoïque* ou *sous-antéprimordiale?* Ce groupe de Caerfai, du reste, qui forme à St-David's la base des terrains sédimentaires connus, n'est-il pas désigné souvent sous le nom d'étage annélidien, en raison de la prédominance des annélides, dans lesquelles on doit précisément chercher les ancêtres des Arthropodes et des Mollusques. Pour ce qui est de la rapidité avec laquelle se serait faite la différenciation des divers types, nous avons dit ailleurs (1) qu'elle ne doit pas nous surprendre, étant données les conditions de milieu et de plasticité des êtres primordiaux. Il n'y a, du reste, rien d'étonnant qu'on ne rencontre pas ou, en tous cas, qu'on ne reconnaisse que difficilement les traces des ancêtres de la faune primordiale; nous venons de dire que c'étaient des vers, c'est-à-dire des êtres mous, non susceptibles de conservation, qu'on ne reconnait pour ainsi dire qu'à leur piste ou à la place qu'ils occupaient à leur mort. Encore en trouve-t-on, et plus que partout ailleurs, dans ces terrains sous-cambriens, ce qui indique leur abondance, je dirai plus, leur extrême variété et leur organisation déjà élevée (2).

Essayons donc, pour en revenir à notre sujet, de rechercher les affinités des Scorpions et, par conséquent, de les rattacher aux formes qui les précédaient. On a déjà signalé

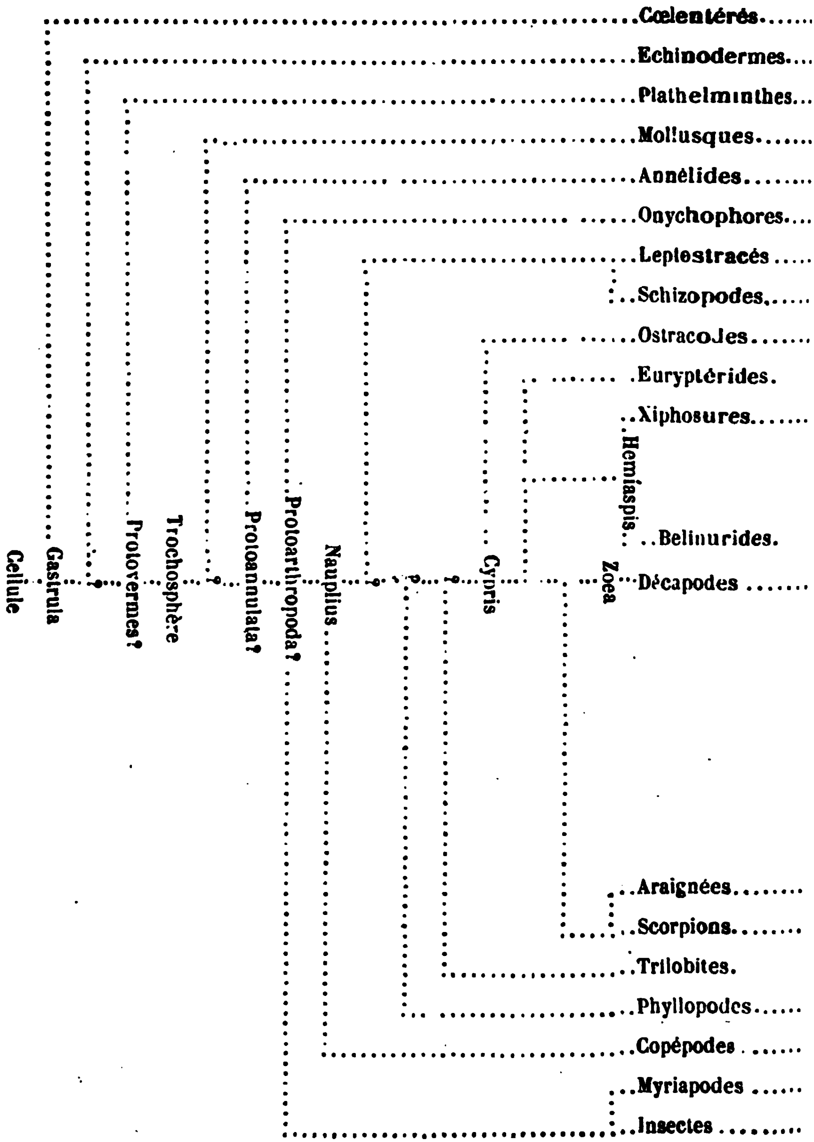
(1) *Achille Six* : L'évolution des Cephalopodes, d'après le Professeur Alpheus Hyatt, Ann. soc. géol. du Nord, t. XI, p. 170.

(2) Voir *Zittel* : Traité de paléontologie, trad. Barrois, p. 571 et suiv.

la ressemblance morphologique des *Eurypterus* et des *Pterygotus* avec les Ostracodes et les larves Zoëa des Crustacés supérieurs ; il n'est pas bien difficile non plus de leur trouver un air de famille avec les Scorpions. C'est à juste titre que M. Albert Gaudry rapproche ces animaux qui ont de commun : l'allongement du corps partagé en nombreux segments, la disposition des yeux, la forme en pince didactyle des antennes, le nombre des paires de pattes céphaliques, qui est de quatre ; le peigne du Scorpion à respiration aérienne est un reste de la plaque branchiale de l'Euryptéride à respiration aquatique, de ces feuilles dentées abdominales que l'on observe encore sous le ventre des Limules. D'après les recherches récentes de B. N. Peach (1), les Euryptérides trouvées dans le *Calciferous Sandstone* (carbonifère) d'Ecosse ne seraient déjà plus aquatiques comme leurs congénères devoniennes et siluriennes et on ne peut nier les ressemblances qui existent entre *Glyptoscorpius* et les Scorpions ; il n'y a pourtant ici qu'un fait de convergence ou plutôt qu'une similitude d'adaptation, les Scorpions siluriens ne pouvant certes pas dériver d'Euryptérides carbonifères. Le Scorpion est donc un type très ancien, qui s'est conservé jusqu'à nos jours, comme le Nautile, la Nébalie, le Péripate, les Copépodes, les Phyllopodes, la Lingule et tant d'autres exemples tirés d'autres classes. Son organisation interne est, avons-nous dit, supérieure à celle des autres Arachnides ; cela peut tenir et tient certainement à son adaptation à la vie sur terre, comme les dégradations d'autres tiennent à leur parasitisme plus ou moins complet.

L'arbre généalogique suivant est un simple essai synthétique de l'histoire paléontologique des Arthropodes et plutôt

(1) *B. N. Peach* : Further researches among the Crustacea and Arachnida of the carboniferous rocks of the Schottish border. Trans. Roy. Soc. Edimburgh, vol. XXX, p 512, 1882.


Cœlentérés
Echinodermes
Plathelminthes
Mollusques
Annélides
Onychophores
Leptostracés
Schizopodes
Ostracodes
Euryptérides
Xiphosures
Hemiaspis
Belinurides
Décapodes
Araignées
Scorpions
Trilobites
Phyllopodes
Copépodes
Myriapodes
Insectes
Cellule
Gastrula
Protovermes?
Trochosphère
Protoannulata?
Protoarthropoda?
Nauplius
Cypris
Zoea

un moyen de montrer clairement les affinités des Scorpions qu'un résumé de nos connaissances sur ce groupe. En présentant ce tableau, je n'ai d'autre prétention ni d'autre espérance que celle de le faire démolir pièce à pièce par les embryologistes d'une part, les paléontologistes de l'autre, dont les nouvelles découvertes pourraient y effacer bien des points d'interrogation.

Je réserve pour un travail spécial la discussion de ce tableau, d'ailleurs très incomplet et très inégalement développé. J'ai voulu seulement montrer aujourd'hui comment tous les grands groupes (je n'ose plus dire maintenant presque tous) ont apparu dans les époques les plus reculées. En tirant une ligne horizontale immédiatement au-dessus du mot *Zoëa*, on a la limite inférieure aujourd'hui connue des couches fossilifères.

Ce tableau indique les analogies suivantes entre les diverses formes d'Arthropodes, analogies déjà signalées bien des fois par les auteurs, dont il n'est du reste que le traducteur. Il montre : 1° la ressemblance des Euryptérides avec les Scorpions, les Ostracodes et la larve Zoëa des Crustacés décapodes, dont les plus anciens apparaissent déjà dans le dévonien supérieur (*Palaeopalaemon* Whitefield d'Amérique) ; 2° le passage du groupe entier des Mérostomates aux Pœcilopodes ou Xiphosures par l'*Hemiaspis* du silurien supérieur ; les premiers Xiphosures connus sont triasiques (*Halicyne* Mey) ; 3° les relations des Leptostracées (*Nebalia* et Phyllocaridés) avec les Phyllopodes d'une part, les Schizopodes (*Mysis*) d'autre part La parenté des Mérostomates avec les Phyllopodes est telle que les *Cyclus* (= *Battus radialis* Phill.) du carbonifère belge, par exemple, sont des Phyllopodes pour Woodward, des larves d'un genre carbonifère limuloïde pour F. Rœmer ; c'est ainsi que le *Dithyrocaris* Scouler du silurien rappelle les *Apus* par sa forme et peut être soit un Phyllopode, soit un Pœcilopode, s'il ne faut pas le rattacher

aux Leptostracés; 4° Les relations de parenté des Belinurides par le *Neolimulus* silurien supérieur et le *Belinurus* carbonifère avec les Euryptérides On s'explique alors facilement la phase trilobitique que traversent les larves de Limule, comme l'ont montré MM. Packard et Dohrn, le stade limuloïde semblable à l'Hemiaspis signalé par M. Jules Barrois dans l'embryogénie des Araignées et des faux Scorpions ; 5° Les relations étroites de parenté des Belinurides avec les Trilobites. On voit encore que les larves *Nauplius* et *Zoëa* ne peuvent pas être rapportées aux Annélides, ni à leurs larves, mais que les formes transitoires entre les Arthropodes et les Annélides étaient allongées, pluriannelées et semblables aux Péripates (Onychopores). Tout en indiquant les rapports étroits de parenté qui relient les Arachnides à l'ensemble des Gigantostracés, ce tableau fait aussi voir que parmi les Arthropodes trachéates, les Insectes et les Myriapodes ont une souche différente de celle-là, comme le montrent, du reste, les études d'anatomie et d'embryogénie comparées. Les larves campodéiformes qui ont donné les Thysanoures et les Orthoptères d'un côté, les Myriapodes chilopodes de l'autre, sont apparues les premières et l'insecte le plus ancien connu est un Orthoptère (*Palaeoblattina*), c'est-à-dire un type à métamorphoses les plus simples. Tous ces faits zoologiques bien connus sont donc vérifiés point par point par la paléontologie et les hypothèses biologiques déduites de l'embryogénie et de l'anatomie comparées ne sont pas mises en défaut, mais bien heureusement contrôlées par les données géologiques, preuve de l'excellence de la théorie de l'évolution !

La Société procède à la lecture et à la coordination du Règlement ; elle y ajoute l'article suivant :

« Tout Sociétaire pourra racheter ses cotisations par le versement de 200 francs et sera nommé Membre donateur. »

Séance du 4 Mars 1885.

M. **Gosselet** lit une lettre de M. **Ch. Barrois** sur les tremblements de terre de l'Espagne.

M. **Smits**, Rapporteur de la Commission des Finances, fait un rapport sur les recettes et dépenses pendant l'année 1884. Sur sa proposition, la Société approuve les comptes de l'exercice 1884 et vote le budget de 1885.

Conformément aux propositions de la Commission, la Société vote des remerciements à M. **Ladrière**, ancien Trésorier, pour le dévouement et la façon remarquable avec lesquels il a rempli sa mission depuis un grand nombre d'années.

La Société procède à la lecture de son règlement intérieur; elle y fait quelques modifications.

M. **Ach. Six** lit une note sur les *Scorpions fossiles* (*Voir* p. 229).

Séance du 18 Mars 1885.

M. **Tordeux-Pecquériaux** est nommé Membre titulaire donateur à raison du don généreux qu'il a fait à la Société.

La Société ajoute quelques articles au règlement des publications et décide que les divers règlements seront imprimés et distribués aux Membres.

M. **Gosselet** présente une série de sondages faits dans ces dernières années aux environs de Lille. Ces documents lui ont été fournis par M. **Doniol**, Ingénieur en chef du département, qui a bien voulu en autoriser la publication. Ils sont classés par communes dans l'ordre alphabétique.

Note sur divers **sondages** *faits aux environs de* **Lille.**

Forage chez MM. Gille et Decherf, rue d'Erquinghem, à Armentières.

Altitude par rapport au niveau de la mer.		Mètres.
+ 17.92	Argile	3
+ 14.92	Sable roux mouvant	1.50
	» gris	4.50
+ 8.92	Glaise grise	0.50
	Rognon dur	0.10
	Glaise grise	13
— 4.68	Sable vert mouvant	20
	» mélangé de noir, dur	7
	» mélangé de pyrite, de fer	1
	» mélangé de coquillages blancs	1.50
	» noir, mélangé de glaise	1
— 35.18	Glaise bleue	6
	Terre noire	5
— 46.18	Marne	28
	Marne mélangée de silex	8
	1re terre	1
	Sable gris vert	2
	2e terre ?	1
	Partie difficile	0.90
	Profondeur totale	105 m.

Forage chez M. Debosque-Bonte, Entrepreneur, à Armentières.

Altitude par rapport au niveau de la mer.		Mètres.	
+ 15 35	Remblais	2	
+ 13.35	Terre glaise grisâtre compacte	6	eau.
	Glaise noire et sableuse	2.50	
	Glaise noirâtre compacte	14.50	
— 9.65	Sable vert	10	eau.
	» gris	19	
— 38 65	Glaise très compacte	11.50	
— 50.15	Craie	22	eau.
— 72.15	Silex fort dur	4.50	
— 76.65	Craie	15.80	
— 92.45	Glaise	2.20	
	Profondeur totale	110 m.	

Forage chez M. Auguste Mahieu, à Armentières.

Altitude par rapport au niveau de la mer.		Mètres.
+ 18.68	Remblais	1.50
	Argile	1
+ 16.18	Sable roux mouvant	1.50
	Sable gris mouvant	10 50
+ 4.18	Glaise grise	0.50
	Pierre de terre glaise	0.10
	Glaise grise	14
— 10.42	Sable vert mouvant	18
	» » mélangé très dur	7
	» » » de pyrite	1
	» » » de coquillages	1.50
	» » » de terre glaise	1
— 33.92	Glaise bleue	6
	Terre noire	5
— 44.92	Marne	30
	Marne avec silex	10
	1re terre	1
— 85.92	Sable gris-vert	2
	2e terre	1
	Partie difficile	0.70
	Profondeur totale	108.30

Forage chez M. Brulois-Lemesre, rue de la Gare, Croix, en 1872.

Altitude.		Mètres.
+ 28.578	Argile	6
+ 22.578	Sable mouvant	3
+ 16.578	Glaise	30
— 8.422	Glaise mêlée de gravier	20
— 18.422	Sable vert	15
— 24.422	Terre glaise	6
— 29.422	Marne	5
	Profondeur totale	85 m.

Forage chez M. Isaac Holden, à Croix.

	Mètres.
Argile	3.1
Sable argileux et sable mouvant roux	1.5
Sable contenant des rognons durs de sable ferrugineux et de pyrite	0.5
Terre glaise argileuse bleue	1.30
Pierre dure, argile bleue compacte	0.85
Argile glaise bleu-noir	1.05
Pierre dure, argile bleue compacte	0.15
Argile bleue, terre glaise	6
Argile bleue un peu sableuse	1
Pierre dure compacte	0.50
Sable sec bleu-verdâtre	0.50
Sable vert plein d'eau	6
» » dit pierre de sable	6
» » liquide	1
Glaise bleue	7
Pierre de terre glaise	1
Glaise	9
Glaise noire	6
Marne blanche	4
Marne plus dure, tun	2
Marne blanche contenant une peu de sable	5
Sable vert	2
Craie	21
Dièves	2
Pierre bleue	0.35
Profondeur totale	88.35

Forage chez M. Lemaître-Demesteere et Fils, à Halluin, en 1880.

Altitude.		Mètres.
+ 29.58	Terre végétale	0.50
	Argile	4.50
	Glaise bleue	73
— 48.42	Sable vert	16
	Sable noir	17.15
— 64.42	Terre glaise	8
	Terre noire	4
— 93.57	Craie blanche	17.80
	Marne et silex	4.05
	Terre plastique	15 50
— 120.92	Calcaire carbonifère	13.50
	Profondeur totale	178.90

Forage chez M. Jules Laurent, à Halluin, en 1881.

	Mètres.
Terre végétale	0.50
Argile	2
Argile glaiseuse	2
Sable gris	1
Glaise bleue dure	54.50
Sable vert mouvant	12
Sable noir dur	6
Sable vert avec pyrites de fer	2
Sable noir dur mélangé de sable blanc	3
Profondeur totale	83 m.

Forage chez M. Emile Delsalle, à la Madeleine.

	Mètres.	
Terre végétale	0.50	
Argile	1.50	
Sable mouvant	3	eau.
Glaise grise	8	
Glaise bleue	6	
Sable noir dur	2	
» vert mouvant	6	eau.
» noir dur	2	
» vert mélangé de noir	0 30	
» vert très dur (croûte)	3	
» vert	0.30	eau.
Glaise noire	13.60	
Sable vert argileux	2.10	
Craie	21.60	
Craie avec rognons de silex	0 20	
Craie chloritée	3.50	
Dièvés	2.50	
Profondeur totale	81.10	

Forage chez MM. Thiriez Père et Fils, à la Madeleine en 1866.

Altitude.		Mètres.
+ 26.70	Argile, Sable vert, Glaise	20
+ 6.70	Marne	38
— 31.30	1ᵉʳ tun	0 80
— 32.10	Sable	2.40
— 34 50	2ᵉ tun	0.80
— 35.30	Dièves	62
	Profondeur totale	124 m.

Forage chez M. Pardoen-Mahieu, à la Madeleine, en 1864.

	Mètres.
Argile	10
Sable vert	15
Terre glaise	7
Marne	30
Croûte	1
Profondeur totale	63 m.

Forage chez M. Leva-Sifroid, à la Madeleine, en 1863 et 1865.

	Mètres.
Argile	5
Sable mouvant	2
Sable gris	2
Sable bleuâtre	6
Sable gris, noir, mélange de pyrites	2
Sable très dur	1
Sable vert	2
Terre glaise 8, Terre grise 4	12
Marne	20
1ᵉʳ tun	0.80
Sable gris-bleu	2.20
2ᵉ tun	1
Dièves	56
Profondeur totale	112 m.

Forage chez M. Dubreucq-Pérus, à Marquette, en 1883.

(Il y a quelques doutes sur l'épaisseur des couches).

	Mètres.
Argile	2
Terre marécageuse	0.30
Sable gris-roux	2
Sable argileux	5.50
Sable noir	10
Sable variable alternant avec des veines de sable noir et de pyrite de fer	3.30
Terre glaise 8 } Terre noire 4 }	12
Marne	25
1er tun	0.80
Sable gris-blanc, couleur variable	2.20
2e tun	0.80
Dièves (couche imperméable.)	
Profondeur totale	68.90

Forage chez M. Jules Scrive, à Marquette, en 1872.

	Mètres.	
Argile	4	
Sable argileux	2	
Sable mouvant	1	1re nappe.
Sable mouvant mêlé d'argile verte	1	
Sable mouvant avec veines de sable gris et compact	1	
Sable verdâtre très fluide	2	2e nappe.
Sable verdâtre mêlé de sable jaune et compacte	4	
Terrain bleu très compact	10	
Terrain bleu mêlé de pierres d'un vert très foncé	5	
Terre glaise	6	
Terre noire	4	
Craie	21.50	3e nap.
Tun	0.50	
Profondeur totale	62 m.	

Forage chez M. Léon Delattre, au Tape-Autour, à Mons-en-Barœul, en 1883.

Altitude.		Mètres.
+ 39.87	Terre végétale et argile	2.50
+ 36.87	Sable mouvant.	0.50
+ 36.37	Glaise	3
+ 33.37	Gros sable noir.	2.50
+ 30.87	Terre noire dure	7
+ 23.87	Terre marron	0.80
+ 23.07	Sable vert	0.15
+ 22.92	Glaise	14
+ 8 92	Terre marron	1.50
+ 7.42	Marne	25.55
— 18.13	Pierre	1.35
— 19.48	Gravier	21.15
	Profondeur totale.	80 m.

Forage chez M. Cateaux-Leplat, à Mouveaux, en 1883 et 1884.

	Mètres.	
Marne	0.30	
Argile	1	
Sable mouvant	7.70	1re nappe aquifère.
Terre glaise	1.50	
Terre glaise	46	
Sable vert	10	2e nappe.
Terre grise.	31.30	
Marne	44.19	3e nappe.
Profondeur totale.	140,99	

Forage chez M. Alfred Motte, rue des Longues-Haies, à Roubaix.

Altitude.		Mètres.	
+ 28.86	Terrain quaternaire	16.50	niveau d'eau à 16m
+ 12.36	Diève gris-bleu.	6.50	
+ 5.86	Sable gris	2	
	Sable vert	7	niveau d'eau à 25m
	Sable gris	12	
	Sable vert et gris	2.68	
	Grès	1.32	
	Sable gris et vert	0.50	
— 20	Dièves grises	18	
	Silex avec marne	0.40	
— 38.40	Marne avec silex en haut . . .	27.50	niveau d'eau à 66m
	Silex contenant un peu d'eau . .	0.50	niveau d'eau.
— 66.40	Calcaire carbonifère.		
	Profondeur totale.	95 m.	

Forage chez M. Famechon, rue du Moulin, à Roubaix.

Altitude.		Mètres.
+ 45.20	Terre végétale ordinaire	0.45
+ 44.75	Argile franche devenant plus douce en avançant et mélangée de dents de loups	4
+ 40.75	Argile, sable mouvant	2
+ 38.75	Sable et glaise verdâtre.	2
+ 36.75	Glaise bleue très dure	13.50
+ 23.25	Glaise plus verte s'adoucissant en bas .	15
+ 8.25	Glaise plus bleue, plus douce, mélangée dans le fond de gros sable verdâtre . .	3.25
+ 5.00	Sable noir mélangé de cailloux	1.55
+ 3.45	Sable vert mélangé de cailloux	1
+ 2.45	Sable vert	6.50
— 4.04	Pierre de sable très dure	0.20
— 4.24	Pierres, gravier et sable.	2.90
— 7.14	Sable vert mélangé de pyrite, très dur dans le fond	4.55
— 11.69	Glaise bleue mélangée de petits cailloux .	5.60
— 17.29	Glaise noire mélangée de petits cailloux et au fond gros sable noir	12.60
— 29.89	Cailloux de silex noir, gravier	1
— 30.89	Cailloux avec de gros rognons, mélangés de marne grise	1
— 31.89	Marne blanche mélangée de cailloux . .	1
— 32 89	Marne blanche, pure, tendre	4.95
— 37.84	Marne blanche mélangée de petits cailloux	8.30
— 46.14	Dièves dure, grise, mélangée de cailloux .	3
— 49.14	Dièves blanches, pures.	7.10
— 56.24	Calcaire carbonifère	78 56
	Profondeur totale.	180 m.

Forage chez M. Vibaux-Florin, à Roubaix.

Altitude.		Mètres.
+ 38.84	Terre végétale	2
	Sable mouvant	3
	Argile plastique (glaise)	37
	Sable gris	1.80

Sable vert mêlé de terres noires grises .	22
Pierre grise	0.60
Sable gris mêlé de terres noires . . .	18
Argile noire, bleue et dure	12
Terre mélangée de noir, veinée de blanc	2
Marne blanche mélangée de silex . . .	7
Marne blanche	8 80
Marne tendre grise	7.80
Marne bleue veinée de sable gris . . .	10 83
Terre noire	0.46
Pierre noire écailleuse.	0.18
Vide sic mélangé d'eau.	0.45
Pierre calcaire très dure, noire. . . .	0.17
Profondeur totale.	128.80

Forage chez M. Prate, à Wambrechies, en 1880.

Altitude.		Mètres.
+ 19.56	Argile	2
+ 17.56	Sable roux mouvant	2
+ 15.56	Sable gris très gros	15
+ 0.56	Marnette	1.50
— 0.93	Sable bleu gras.	1
— 1.93	Graviers	0.50
— 2.43	Marnette	1
— 3.43	Sable vert	1
— 4.43	Sable noir très dur	2
— 6.43	Pierre	0 50
— 6.93	Sable noir très dur	1.50
— 8.43	Sable noir veiné de 3 couches de sable vert.	4
	Profondeur totale.	32 m.

Forage Leclerq-Dupire, à Wattrelos.

Altitude.		Mètres
+ 29	Argile ou terre à brique.	5
+ 24	Glaise bleue.	5
	Glaise bleue.	4
	Glaise mélangée	2
	Glaise mélangée de pierres rougeâtres. . .	1
+ 12	Sable vert avec quelques silex	21
— 9	Terre noire et veinée de sable vert. . . .	13
	Sable vert tr. foncé avec petites pierres noires	1
	Terre noire mélangée de sable vert et quelques pierres noires veinée de blanc . . .	8
— 31	Terre noire sans cailloux	9
	Terre noire mélangée de pierres	4
— 44	Marne	20
	Profondeur totale.	93

M. Fockeu lit la note suivante :

Note sur la craie de Lille, *par M.* H. Fockeu.

La Compagnie du Gaz de Wazemmes établit en ce moment à son usine du boulevard Montebello un nouveau gazomètre.

L'installation de cet appareil a nécessité le creusement d'une tranchée circulaire de 10 mètres de profondeur. Trouver ainsi une véritable carrière à ciel ouvert au milieu de la ville de Lille est chose assez rare pour mériter de fixer notre attention, aussi me suis-je empressé d'en suivre assidûment les travaux et c'est le résultat de quelques jours de recherches que je viens vous présenter aujourd'hui.

Sous la grande épaisseur de déblais qui élèvent sans cesse le sol des grandes villes, on est arrivé à une craie blanche dans laquelle est établie la plus grande partie de la tranchée. La stratification est très nette ; la couche de craie est coupée par de nombreuses cassures perpendiculaires à la direction des bancs, phénomène commun dans ces roches. A 8 mètres de profondeur, un mince lit tabulaire de silex noires est intercalé dans la craie. Cette dernière contient sous ce lit de silex des concrétions siliceuses formées autour des éponges et des corps organiques qui habitaient la mer crétacée. On y remarque en même temps de nombreux rognons de marcassite radiée dont la surface est constamment transformée en limonite ; la décomposition est poussée parfois assez loin pour que le sulfate de fer soit remplacé entièrement par un nodule d'oxyde terreux.

Grâce à l'obligeance de M. Parsy, Ingénieur de l'établissement, et de M. Fornier, Sous-Directeur, à qui je suis heureux d'adresser mes plus vifs remerciements, j'ai pu réunir un assez grand nombre de fossiles qui, déterminés avec l'active

collaboration de M. Six, m'ont aidé à fixer la position stratigraphique de cette zone de craie si rarement visible à Lille.

Tous ces fossiles ont été ramassés en général dans toute la masse, les oursins seuls ne se rencontrent qu'au-dessus du lit régulier de silex. Nous y avons reconnu :

Corax falcatus Ag.
Notidanus microdon Ag.
Otodus appendiculatus Ag.
Oxyrhina Mantelli Ag
Gyrodus angustus Ag.
Enchodus Halocyon Ag.
Lepidenteron longissimum A. Fr.
— *Dercetis elongatus* Ag.
Scalpellum maximum Darw.
Ammonites tricarinatus d'Orb.
Belemnitella vera Miller.
Inoceramus insulensis Decocq.
Inoceramus Lamarcki.
Inoceramus Mantelli de Mercey.
Ostrea.
Lima Hoperi Sow.
Pecten cretosus d'Orb.
Terebratula semiglobosa Sow.
Micraster coranguinum Kl, Lk.?
» *cortestudinarium* Gold.
Echinocorys vulgaris var *gibba.*
» » var. *ovata* ?
Cidaris sceptrifera Mant.
Nombreux Bryozoaires.
Nombreuses éponges.

A la liste donnée par M. Barrois des fossiles de la craie de Lezennes nous n'avons ajouté, on le voit, que le nom d'un poisson, le *Gyrodus angustus*.

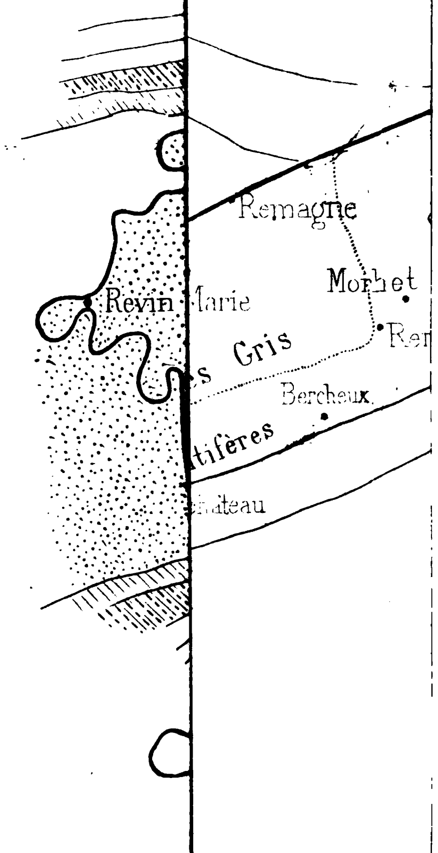
Un intérêt tout spécial s'attache à la détermination exacte des espèces d'oursins appartenant aux genres *Micraster* et *Echinocorys* qui caractérisent les différentes zones de la craie blanche. Sur 27 *Micraster*, 26 doivent se rapporter au *Micraster cortestudinarium*, bien qu'ils présentent, comme on va le voir, des différences sensibles avec le type décrit par Goldfuss.

Micraster cortestudinarium.

Micraster coranguinum, D'Orbigny : *Paléontologie française*, p. 267, pl. 867-868. — Goldfuss : *Petrefacta Germaniae*, pl. 48, fig. 6, *a, b, c*.

D'Orbigny réunit sous le nom de *Micraster coranguinum* 3 formes que l'on a l'habitude de distinguer et qui, d'après

SSIN DU LUXEN



les travaux les plus récents publiés sur la craie, se trouvent à des niveaux différents. Le *Micraster coranguinum* aurait son type dans l'oursin que l'on rencontre à Meudon (senonien à Bélemnitelles); le *Micraster cortestudinarium* serait localisé à la base du Senonien, par exemple dans la craie de Fécamp ; le *Micraster brevis* que l'absence de fasciole sous-anal doit faire regarder comme un *Epiaster*, se rencontrerait surtout dans le Turonien supérieur.

Nous possédons un seul exemplaire rapportable au type de Meudon; un second nous a paru un *Micraster coranguinum* douteux; enfin, un troisième en présente tous les caractères dans sa partie antérieure, la partie postérieure en est plus longue et plus déclive. Seize échantillons, dont sept parfaitement conservés, rappellent le type de Fécamp ou *Micraster cortestudinarium* Goldfuss (*Petrefacta Germaniae*, pl. 48, fig. 5 *a*, *b*, *c*, *d*, *e*). La longueur de la partie postérieure de l'oursin, jointe à la hauteur de la partie antérieure, y est très nettement visible sur neuf échantillons. On peut remarquer ce fait, déjà signalé plus haut à propos du *Micraster coranguinum*, que la partie postérieure est quelquefois très déclive, ce qui tient peut-être à la légère compression latérale qu'ont subie ces oursins.

Nous avons, en outre, entre les mains huit échantillons dont six parfaitement caractérisés, chez lesquels la déclivité de la partie postérieure et la forme pointue du sommet rappellent l'aspect général du type gibbeux décrit par d'Orbigny et que l'on rapporte souvent à l'*Epiaster gibbus*. Toutefois, l'existence d'un fasciole véritable sur trois d'entre eux, nous fait penser que nous avons affaire au *Micraster cortestudinarium* et mettre en doute l'existence de l'*Epiaster gibbus* à un niveau aussi élevé.

En parcourant les Echinides fossiles de la Sarthe de

Cutteau, j'ai relevé le tableau comparatif suivant qui donne une juste idée des points de ressemblance qui existent entre le *Micraster coranguinum* et le *Micraster cortestudinarium.*

Micraster cortestudinarium.	*Micraster coranguinum.*
Hauteur : 36^{mm}.	Hauteur : 30^{mm}.
Diamètre transversal : 53^{mm}.	Diamètre transversal : 46^{mm}.
Diamètre antéro-post. : 50^{mm}.	Diamètre antéro-post.: 46^{mm}.
Grande taille, cordiforme, dilaté, échancré en avant.	Id.
Face supérieure renflée ayant sa plus grande hauteur au sommet apicial.	Face supérieure renflée s'élevant jusqu'au milieu de la région postérieure où se trouve la plus grande hauteur, s'abaissant vers l'anus, carénée et rostrée en arrière.
Face postérieure étroite, tronquée verticalement, légèrement rentrante.	Id.
Face inférieure subconvexe à l'extrémité postérieure, déprimée en avant de la bouche.	Face inférieure subconvexe marquée de deux protubérances plus ou moins apparentes.
Sommet apicial un peu excentrique *en avant.*	Sommet apicial un peu excentrique *en arrière.*
Ambulacre impair. composé de pores simples s'espaçant largement vers l'ambitus.	Id.
Ambulacres pairs plus excavés que l'ambulaire impair.	Ambulacres pairs à peine excavés, inégaux, les postérieurs plus grands que les antérieurs.
Plaques ambulaires longues, étroites, rapprochées.	Id.
Appareil apicial un peu allongé.	Id.
Anus subelliptique s'ouvrant à la face postérieure au sommet d'un aréa ovale.	Anus subcirculaire s'ouvrant à la face postérieure au sommet d'un aréa ovale.
Péristome sémilunaire.	Id.

D'après ces caractères, l'échantillon que nous avons rapporté au *Micraster coranguinum*, d'après d'Orbigny, serait

plutôt intermédiaire entre le *Micraster coranguinum* et le *Micraster cortestudinarium*, car d'une part, son sommet apicial est un peu excentrique *en avant*, son anus est subelliptique, ses ambulacres postérieurs sont plus petits que les antérieurs, d'autre part, sa face supérieure renflée s'élève jusqu'au milieu de la région postérieure où se trouve la plus grande hauteur.

En résumé, parmi les vingt-sept *Micraster* recueillis dans la tranchée qui nous occupe, vingt-six appartiennent au *Micraster cortestudinarium*, un seul pourrait être rapporté à la rigueur au *Micraster coranguinum*.

La liste des fossiles cités précédemment, montre bien que nous sommes en présence de la craie exploitée à Lezennes et il résulte, je crois, de ce travail que cette craie serait surtout caractérisée par la présence du *Micraster cortestudinarium*.

M. **Six** fait remarquer que sur les 26 *Micraster* trouvés à Wazemmes, il n'y a pas un seul *Micraster coranguinum* du type de M. Hébert. Il pense que les deux Echinocorys sont intermédiaires entre *Ech. ovatus* et *Ech. gibbus*.

M. **Gosselet** fait observer que l'on n'est pas encore bien fixé sur l'âge des diverses divisions de la craie de Lille. Il engage les Membres qui en auraient l'occasion à recueillir tous les fossiles qu'ils rencontreraient; il signale en particulier le tun comme devant être un objet d'études toutes spéciales.

M. **Lecocq** présente à la Société un échantillon d'argile sableuse avec galets, provenant d'une excavation pratiquée rue de l'Hôpital-Militaire, pour les fondations d'un bâtiment.

Aperçu géologique *sur le terrain* **devonien** *du* **Grand-Duché de Luxembourg,**

par M. **J. Gosselet** (1).

Pl. II.

Le Grand-Duché de Luxembourg peut se diviser en deux parties dont le sol est tout à fait différent : l'*Ardenne*, formée de terrains primaires ; le *Bon-Pays*, constitué par les terrains secondaires. Je ne m'occuperai que de l'Ardenne.

Les terrains primaires du Grand-Duché de Luxembourg ont été l'objet d'études sérieuses de la part des fondateurs de la géologie de l'Ardenne, d'Omalius d'Halloy, von Dechen, Steininger; mais c'est seulement à partir de Dumont que l'on possède une connaissance à peu près exacte du pays. Il a parcouru tout le grand-duché et, éclairé par ses travaux sur la Belgique, il s'est parfaitement rendu compte de l'âge relatif des diverses assises. S'il consacre peu de lignes au grand-duché dans son *Mémoire sur le terrain rhénan*, il en trace dans sa *Carte géologique de la Belgique et des contrées voisines*, une esquisse assez réduite et à laquelle cependant il n'y a presque rien à ajouter.

MM. Wiess et Siegen ont publié il y a quelques années une carte géologique au 1/40,000 du grand-duché de Luxembourg. Cette carte est accompagnée d'une très courte explication due à M. Wiess et avait été précédée d'une note presqu'aussi courte du même auteur (2). Je ne puis pas dire que ces publications aient fait faire grand progrès à la géologie du Luxembourg, au moins pour les terrains primaires, les seuls dont je m'occupe. Les auteurs habitués à l'horizon-

(1) Lu dans la séance du 7 Janvier 1885.

(2) Notice sur les terrains paléozoïques du Grand-Duché de Luxembourg. Soc. des Sc. Nat. du Grand-Duché de Luxembourg. T. IX.

talité des assises secondaires des environs de Luxembourg, n'ont pas compris la structure assez complexe des couches redressées et plissées de l'Ardenne. Leur carte dénote un travail considérable, un soin d'observation scrupuleux; mais comme ils ont donné trop d'importance à l'aspect lithologique, il leur est arrivé de confondre le grès et les schistes de différents âges et, par conséquent, ils n'ont pu se rendre compte de leur situation relative. Peut-être aussi n'ont-ils pas bien apprécié les effets de l'altération atmosphérique sur les roches schisteuses et sur les bancs de grès qui y sont inclus. Le schiste s'altère plus rapidement que le grès; il donne lieu à un limon plus ou moins sableux, facilement entraîné par les eaux pluviales; les grès, au contraire, tout en se modifiant de couleur et de texture se brisent en gros cailloux qui s'accumulent à la surface des plateaux, de sorte que le géologue trouve ces hauteurs parsemées de débris de grès en quantité relative beaucoup plus considérable que n'en contient le sous-sol.

J'ai été amené à étudier les terrains primaires du Grand-Duché pour y trouver les assises dont j'avais commencé l'étude dans le golfe de Charleville et que j'avais suivi à travers le Luxembourg belge. Je n'ai pu donner à cette étude qu'une quinzaine de jours; mes observations sont donc insuffisantes pour tracer une carte géologique détaillée du pays, mais comme les résultats auxquels je suis arrivé confirment presqu'en tous points ceux de Dumont, je crois qu'on peut considérer comme exacte la manière dont cet illustre géologue concevait la structure du terrain devonien du Grand-Duché.

J'ajouterai que la petite carte de M. G. Dewalque [1] marque un nouveau progrès sur celle de Dumont.

Tout le terrain devonien du Luxembourg appartient à un

(1) *Carte géologique de la Belgique et des provinces voisines*, par M. G. Dewalque.

bassin synclinal qui s'étend de France jusqu'en Prusse à travers la Belgique et le. Grand-Duché. Ce bassin a été désigné successivement d'après la position géographique sous les noms de basssin de Charleville, bassin de Neufchâteau, bassin de l'Eifel et l'on pourrait tout aussi bien le nommer bassin du Luxembourg. Resserré vers l'ouest, il s'élargit beaucoup vers l'ouest, aussi les terrains qui en occupent le centre deviennent dans cette direction de plus en plus récents. De Charleville à Neufchâteau, ce sont des quarzophyllades de l'âge de la grauwacke de Montigny, de Neufchâteau à Waxweiler, ce sont des schistes qui doivent se rapporter à la grauwacke de Hierges; dans l'Eifel on y trouve des schistes calcaires ou des calcaires de l'Eifélien (schistes à calcéoles), du Givétien (calcaire à strigocéphales), ou du Frasnien (calcaire à *Rh. cuboïdes*).

Schistes de Wiltz. — Sur le territoire du Grand-Duché le centre du bassin est occupé par des schistes noirs ou vert foncé, durs, passant parfois aux phyllades, remplis de nodules compacts. Je désignerai ces roches sous le nom de schistes de Wiltz. Dumont les assimilait avec raison à la grauwacke de Hierges.

Les fossiles y sont nombreux; mais le peu de temps que j'ai pu consacrer à l'étude du Luxembourg ne m'a pas permis de me livrer aux recherches paléontologiques. On doit donc considérer la liste suivante comme très incomplète :

Spirifer macropterus
— *speciosus.*
— *arduennensis.*
— *hystericus.*
— *carinatus.*
Rynchonella pila.
Rhynchonella daleidensis.
Chonetes dilatata.
— *sarcinulata.*
Streptorhynchus umbraculum.
Leptæna Murchisoni.
Pleurodyctum problematicum.

Les schistes de Wiltz forment une bande qui coupe le Grand-Duché d'Harlange à Hosingen en passant par Winseler,

Wiltz, Wilwerwiltz, Draufeld, Munshausen, Dorscheid, etc. Elle se prolonge à l'est vers Daleiden en Prusse et à l'ouest vers Villers-la-Bonne-Eau et Witry en Belgique.

Situés au centre d'un bassin uniclinal dont toutes les couches sont fortement inclinées vers le sud, les schistes de Wiltz doivent présenter plusieurs plis; mais je ne les ai pas étudiés avec assez de détail pour reconnaître ces accidents sauf dans les points où les roches inférieures, se relevant en voûte, viennent affleurer à la surface.

Je classerai par communes les diverses observations que j'ai faites sur cette assise.

Harlange (en allemand *Harlingen*) est construit sur des schistes noirs phylladiques qui forment au S.-E. du village un escarpement fortement raviné par les cours d'eau. Ils sont exploités dans une carrière au S.-O., sur le chemin de Betlange (incl. N. 35° O. = 87°) Les villages de Watrange (Watringen) et de Tardchamps, appartenant à la même commune, sont dans une dépression correspondant à un petit bassin de schistes de Wiltz qui s'étend jusqu'à Soulez et qui est séparé du grand bassin par une étroite crête de grauwacke. Les schistes se montrent encore dans les chemins de bois, à l'est du territoire d'Harlingen, du côté de Berlé.

Winseler. — Les schistes de Wiltz affleurent sur les deux rives de la vallée de la Wiltz, tout autour du village de Winseler. On les voit aussi sous les villages de Berlé et de Soulez qui dépendent de la même commune et entre ces deux villages le long des ruisseaux du Kruhouvel et du Krabenel (au confluent des deux ruisseaux, inclinaison S. 55° E.).

Wiltz. — La ville de Wiltz est construite sur le bord méridional du bassin des schistes fossilifères (incl. N. 71° O. sur la route de Winseler). La route de Wilwerwiltz les coupe au nord de la ville, en descendant à Weidingen et en remontant sur Erpeldingen, dans des tranchées où on voit les couches presque verticales avec un léger plongement vers le S. 40° E.

Les fossiles y sont abondants entre Wiltz et Weidingen ; ils sont plus rares entre Weidingen et Erpeldingen.

Eschweiler. — Les schistes de Wiltz forment le sol du sud-est du territoire de la commune ; ils sont profondément ravinés par les cours d'eau et affleurent sur toutes les routes. Sur la route d'Allerborn, ainsi qu'entre Eschweiler et Knaphoscheid, ils s'enfoncent au N -O. sous les terrains plus anciens.

Wilwerwiltz est situé dans la vallée de la Clerf, au point où l'assise de Wiltz acquiert sa plus grande largeur (plus de 5 kilomètres). Les schistes forment tous les escarpements de la vallée depuis Lellingen au S. jusqu'à Draufeld au N. L'inclinaison est difficile à déterminer au S. sur la route de Pintsch; au N., à Enscherange, sur la route de Draufeld, j'ai trouvé une inclinaison N. 30° O. = 75°.

Munshausen. — Au pont de Draufeld, les schistes sont très fossilifères; incl. N. 25° O. = 45°. Dans la tranchée du chemin de fer près du village, l'inclinaison m'a paru vers le N. 10° E.; je n'ai pas d'explication de cette anomalie.

Le village de Munshausen est construit sur les schistes de Wiltz; ils affleurent tout le long de la route qui conduit à la station de Wilwelwitz; cependant il semble qu'au nord de Siebenaler il y ait un relèvement des couches inférieures.

Le chemin de Bochholtz est aussi sur les mêmes couches et en offre une belle tranchée à sa descente dans la vallée du Pintsch. On y voit un banc de grauwacke fossilifère; inclinaison S. 20° E.

Hosingen. — Le long de la route de Stavelot à Luxembourg, près d'Hosingen, les schistes fossilifères forment trois petits bassins qui passent : 1° à Dorscheid, 2° entre Dorscheid et Hosingen, 3° au S. d'Hosingen. Ce dernier bassin, de beaucoup le moins important se termine à l'est tout près du bourg. Les deux premiers, séparés par la voûte de quarzite qui traverse la route près de Dorscheid, se réunissent à l'est

comme à l'ouest. Les routes de Clervaux et d'Hosingen à Dasbourg en fournissent d'excellentes coupes.

Territoire prussien. — A l'E. de l'Our, l'assise de Wiltz est très développée autour de Daleiden ; elle est formée par la grauwacke célèbre sous le nom de ce village.

Territoire belge. — De Waller et d'Harlingen (Grand-Duché), on peut suivre les schistes de Wiltz vers l'O. par Lutremange, Villers-la-Bonne-Eau, la tannerie de Bellange, Liverchamps, Houville, etc.

A Villers-la-Bonne-Eau, les roches sont fortement arénacées; elles passent aux quarzophyllades et ce n'est pas sans quelque hésitation que je les rapporte aux schistes de Wiltz. Cependant au sud du village les schistes sont fins, feuilletés d'un noir-verdâtre ; quelques bancs sont très fossilifères; à Liverchamps, j'ai constaté une inclinaison de 80° au N. 35° O.

L'assise de Wiltz coupe la route de Bastogne à Arlon, entre les bornes 29,9 et 29,2, c'est-à-dire sur un espace de 2,300 mètres; mais comme la direction des couches est oblique par rapport à la route, on ne peut attribuer au bassin une largeur de plus de 2 kilomètres et, les couches étant presque verticales, l'assise aurait près d'un kilomètre d'épaisseur, en supposant qu'elle ne soit affectée d'aucun pli.

Au-delà de la route de Bastogne, l'assise de Wiltz forme les escarpements de la vallée de la Sure entre Strainchamps et Volaiville (incl. N. 30° O. entre Menufontaine et Burnon). La route de Bastogne à Martelange la traverse en tranchée à l'E. de Volaiville. Elle passe à Witry et à Traimont; à l'O. de ce village, elle est séparée en deux par une bande de quarzophyllade et de quarzite. Enfin, elle va se terminer un peu au S. d'Ebly.

Quarzites de Berlé. — Il y a à la base des schistes de Wiltz un banc de quarzite ou mieux de grès quarzeux blanc, remarquable par sa ressemblance avec le grès d'Anor. Lorsque j'ai rencontré pour la première fois ces quarzites sur

le bord d'une route, où ils étaient disposés pour l'empierrement, j'ai cru que j'avais affaire au grès d'Anor.

Le quarzite de Berlé forme des bancs isolés au milieu des schistes grossiers verdâtres. Sa puissance atteint quelquefois 20 à 30 mètres; il constitue alors des collines qui dominent le pays; mais souvent il est réduit à un banc dont l'épaisseur ne dépasse pas 1 mètre; il manque même quelquefois complètement.

Dans quelques localités à Berlé, Bockholz, Traimont (Belgique), les fossiles y sont abondants. Cette faune diffère de celle des schistes par la nature des genres. Comme dans tous les grès purs et blanchâtres du terrain devonien, les lamellibranches y dominent; leur apparence rappelle les fossiles du grès d'Anor, mais ces espèces sont différentes et plusieurs me paraissent nouvelles. Celles que j'ai pu déterminer sont :

Homalonotus.
Spirifer hystericus.
Reusselœria strigiceps.
Orthis vulvaria.
Orthis circularis.
Chonetes plebeja.
Pterinea lamellosa.
— *trigona.*
— *costata.*
Mytilus antiquus.
Pleurodictyum problematicum.

Par sa faune et ses caractères pétrographiques, le quarzite de Berlé se rapproche des grès du Hauptquarzite du Harz.

Bordure sud du bassin de Wiltz. — Le long de la bordure sud du bassin de Wiltz le quarzite forme une bande irrégulière qui s'étend d'Harlange à Hoscheid.

A l'O. d'Harlange, sur le territoire belge, la bande de quarzite de Berlé est à peine visible. Elle traverse la frontière grand-ducale près de Betlange. Entre Betlange et Harlange, elle forme dans le bois, au sud de la route, une hauteur qui domine tous les environs; puis elle traverse la vallée du Harlerbach où elle constitue un petit banc épais de 5 mètres près de la carrière située au S.-O. du village.

On retrouve le quarzite par blocs isolés dans le bois à l'est d'Harlange ; il forme une élévation assez considérable dans le bois, sur le chemin de Bœvingen à Tarchamps, à l'extrémité nord de la commune de Mecher.

Un peu plus loin, vient la masse de quarzite exploitée dans les carrières de Berlé ; elle s'étend dans le bois au S.-E. du village, puis on la retrouve également dans les bois contre la roche de Wiltz à Bastogne ; elle y est divisée en deux par une bande de schistes rouges.

Le quarzite forme au S.-O. de Wiltz un plateau étroit où plusieurs carrières ont été ouvertes. Il est probablement très peu développé à l'ouest de cette ville, car je n'ai pas pu le trouver sur la route de Wilwerwiltz et dans la vallée du Kierelbach, ainsi que sur le chemin au N. de Merckholz ; il n'est représenté que par un mince banc de grès.

La colline, traversée par le premier tunnel au S. de Lellingen, doit contenir ce banc de quarzite qui se prolonge probablement dans le bois à l'ouest du village. Je l'ai retrouvé formant une petite élévation au milieu du bois, entre Holzthum et Bockholz. Il est exploité près de la route d'Hoscheid et va se terminer à l'est de la maison Kock, au milieu des schistes rouges.

Une autre bande, constituant une masse assez considérable, prend naissance dans le bois au S. de Bockholz ; elle y est fossilifère. Elle passe au N. d'Hosingen et marque sa trace dans les champs par des blocs isolés jusqu'à la vallée de l'Our. A Roderhausen, dans cette vallée, on voit près de la chapelle une ancienne carrière où le quarzite a dû être exploité ; il y en a des blocs partout dans le hameau.

Le quarzite se prolonge sur le territoire prussien, car on le retrouve au S. de Daleiden sur le chemin de Bommert, sur la hauteur du Hohekupp.

Un pli fait reparaître le quarzite au nord d'Hosingen, près de Dorscheid ; il y forme un plateau étroit signalé seulement par des blocs isolés qu'on y rencontre.

De même à Dasbourg (Prusse), à l'entrée de la route de Daleiden, il y a une petite voûte de schistes rouges séparée par un banc de quarzite des schistes fossilifères sur lesquels est bâtie la ville.

Bordure nord du bassin de Wiltz. — Sur cette bordure le quarzite de Berlé est très développé à l'est et aminci à l'ouest, où il n'existe même pas, au moins dans le grand-duché.

Il constitue au nord de Dasbourg la colline de Steinrausch, mais il me paraît diminuer rapidement d'épaisseur à l'est et à l'ouest; car je n'ai pas pu le retrouver à Daleiden et sur la route de Dasbourg à Clervaux (territoire luxembourgeois), on ne voit que deux ou trois bancs de quarzite de quelques décimètres, qui coupent deux fois la route.

Le quarzite constitue au S. de Marbourg un large plateau que doit gravir la route de Stavelot à Luxembourg. On y creuse de nombreux trous pour enlever les blocs superficiels, mais aucun d'eux n'a assez de largeur et de profondeur pour montrer la structure de l'assise. On n'y voit que des blocs irréguliers enveloppés dans de l'argile provenant de l'altération des schistes

Au N. du village de Munshausen, le quarzite forme aussi quelques petites collines saillantes dans les bois ou dans la campagne, mais à l'O. de la vallée de la Clerf, il disparaît presque complètement. On en trouve encore des blocs isolés sur les hauteurs au N.-O. de Draufeld et sur la pente de ces hauteurs vers la Clerf; puis sur la nouvelle route d'Eschweiler à Knaphoscheid, il y a à la base des schistes fossilifères, un banc de grès dur blanchâtre de 1 à 2 mètres d'épaisseur ; c'est la seule trace des quarzites que j'aie vue de ce côté.

Sur le territoire belge les quarzites reparaissent à l'extrémité occidentale du bassin. Ils forment près de Traimont, au milieu des schistes fossilifères, une série de lentilles alignées, qui sont le siège d'une active exploitation pour les

routes. La carrière la plus importante montre une inclinaison de 80° vers le S. 30° E. Ils paraissent au premier abord constituer un banc intercalé dans les schistes de Wiltz ; mais d'après ce que l'on sait de leur position dans le Luxembourg, où ils occupent toujours la base des schistes, il est préférable de supposer qu'ils constituent une voûte, ou qu'ils ont été ramenés au jour par une faille. Cette hypothèse est d'autant plus probable qu'un peu à l'ouest des carrières ils s'appuient sur le banc quarzeux qui forme les sommets 501 et 505 de la carte et que l'on peut rapporter à l'assise des quarzophyllades inférieures. Enfin, à 1,500 mètres plus loin à l'O., près du nouveau chemin d'Ebly à l'Eglise, contre la terminaison du bassin de Wilz, il y a encore deux carrières de quarzite blanc très altéré et mélangé de minerai de fer. Le quarzite y paraît aussi intercalé dans les schistes fossilifères et a probablement été amené dans cette position par des plissements ou autres dislocations.

Schistes rouges de Clervaux. — Le bassin de Wiltz est enveloppé presque de toutes parts par des schistes rouges que Dumont a assimilés aux schistes de Burnot E'. Il n'y a aucune objection à faire à cette opinion ; il faut toutefois remarquer que les schistes de Clervaux n'ont, en général, qu'une faible épaisseur. Lorsqu'ils occupent une zone un peu large, il est probable qu'ils ont été plissés en un ou plusieurs bassins isoclinaux.

L'assise de Clervaux est formée de schistes rouge lie de vin qui lui donnent son caractère dominant, de schistes vert clair et de grès vert sombre. Comme l'assise suivante, celle des quarzophyllades de Schuttbourg, est elle-même formée de grès et de schistes verts ; leur limite est difficile à déterminer. On éprouve aussi quelque peine à séparer les schistes de Clervaux de ceux de Wiltz quand le quarzite de Berlé n'existe pas entre les deux.

Outre les deux bandes qui enveloppent au S. et au N. les schistes de Wiltz, les schistes rouges forment dans l'intérieur de ces schistes des voûtes isoclinales et à Clervaux un bassin également isoclinal, au milieu des roches les plus anciennes.

Bassin de Clervaux. — L'église de Clervaux est sur un rocher de schistes rouges et verts. L'escarpement du château est également formé des mêmes roches que l'on peut suivre sur la route de la gare jusqu'au-delà du chemin de fer. Si on gravit le sentier qui se dirige à l'ouest dans les bois, on marche sur la tranche des schistes rouges; si, sortant de Clervaux, on monte la route de Marnach, on a à sa droite une tranchée déjà ancienne, taillée dans les schistes rouges. On peut donc dire que ces schistes forment le sol tout autour de Clervaux. Ils constituent un bassin isoclinal qui plonge sous un angle considérable vers le N. 25° à 50° O. Sur la rive droite, près du tunnel, la direction est vers l'E. 40° N.; sur la rive gauche, elle passe à l'E. 55° N. pour revenir un peu plus loin à l'E. 30° N. Il y a probablement aussi des failles, dont une correspondrait à la vallée de la Clerf au S. de Clervaux, car si les bancs de schistes rouges que l'on voit sur la route de Marnach se prolongeaient vers le S.-O. dans leur direction, ils iraient passer sous le chemin de Mecher, ce qui n'a pas lieu.

Les schistes rouges ont à Clervaux une largeur de 800 m. ils ne se prolongent pas vers l'ouest, et vers l'est ils se rétrécissent de sorte qu'à Reuler et sur la hauteur à l'est de Clervaux ils n'ont plus que 450 mètres. Plus loin, ils s'élargissent de nouveau et vont couper la route de Luxembourg à Stavelot au sud du Fischbach. Je ne les ai pas suivis au-delà du village.

Schistes de Clervaux au nord du bassin de Wiltz. — Au nord du bassin de Wiltz, les schistes de Clervaux constituent une bande qui est assez régulière vers l'est du bassin, mais qui disparaît vers l'ouest.

Sur le territoire prussien limitrophe du Grand-Duché, ils occupent une grande largeur entre Dahnen et Dasbourg, ainsi qu'au nord de Daleiden. Peut-être même la bande est-elle double, car sur le chemin de Rappelling à Belgier, entre le premier village et le sentier de Dahnen à Eschfeld, on voit des grès et des schistes vert-olive qui paraissent appartenir à l'assise inférieure; ils sont en bancs presque horizontaux et isoleraient un petit bassin de schistes rouges au nord de la grande bande.

Sur la rive droite de l'Our, les schistes rouges s'étendent au nord du pont de Dasbourg jusqu'au Rinselbach ; au pont de Dasbourg les couches sont verticales et probablement renversées, car elles plongent au N. 5° O.; tandis qu'au Rinselbach, leur inclinaison se fait normalement au S. 15° E.

La route de Dasbourg à Clervaux, après avoir traversé le pont, gravit un escarpement de schistes rouges jusqu'au point où elle tourne vers l'ouest. Elle suit alors à mi-côte le ravin de l'Eischerdenbach et recoupe sous un angle très faible les quarzites de Berlé et les schistes de Wiltz. Un coude vers le nord la fait rentrer dans les schistes rouges qu'elle suit jusqu'à Marbourg. Ces schistes forment tout le plateau entre la route et le Rinselbach, sur une largeur de plus de 1 kilom. et demi.

La bande rouge passe au sud de Roder, de Marbourg et de Marnach. Elle y est beaucoup plus étroite ; à Marnach, elle n'a pas plus de 500 mètres. Elle continue à se rétrécir vers le S.-O. jusqu'à la vallée de la Clerf. Elle affleure dans le chemin de Marnach à Munsterhausen à 200 mètres au sud du bois et sur le chemin de Munsterhausen à Clervaux à 1 k. au nord du village.

Dans la vallée de la Clerf, on voit les schistes rouges à 500 mètres au S. du moulin de Mecher; ils y forment une bande de 100 à 170 mètres de large dont les couches sont verticales et se dirigent à l'E. 35° N. La route pénètre au S.

dans des schistes verdâtres et brunâtres appartenant à l'assise de Wiltz ; mais au point où elle fait un coude, on retrouve les roches rouges que l'on suit alors jusqu'en face du moulin Kaspelt ; il y a là un pic dont la pente nord est en schistes rouges, inclinés vers le S. 25° E.

Au N.-O. de Draufeld, sur le chemin de Clervaux à Wiltz, on aperçoit encore des traces de schistes rouges, mais ils sont très peu épais ; au delà je n'ai plus trouvé aucun affleurement de la bande septentrionale sur le territoire grand-ducal.

Elle reparaît en Belgique ; mais elle y est toujours très mince ; elle y est formée de deux ou trois bancs de schistes rouges, séparés par des roches quarzeuses ou schisteuses d'un vert sombre.

A Luttremange, on a ouvert dernièrement pour la route de Bastogne une tranchée de 100 mètres environ de longueur dans des schistes rouges qui s'enfoncent au sud sous les schistes de Wiltz sans qu'il y ait de quarzite et qui reposent au nord sur des roches vertes. Celle-ci s'étendait sur un espace de 200 mètres ; puis vient une seconde bande de schistes rouges qui n'a pas plus de 10 mètres de largeur.

Au N. de Villers-la-Bonne-Eau il y a aussi deux bandes de schistes rouges séparés par une bande arénacée verte.

Dumont suppose que Villers-la-Bonne-Eau est sur le système ahrien. En effet, les roches qui forment le sol du village sont des grès et des quarzophyllades qui ont beaucoup d'analogie avec son ahrien du bassin de Wiltz. Je pense néanmoins qu'on doit les considérer comme appartenant à l'assise des schistes de Wiltz dont elle constituerait la base. Il m'a été impossible de retrouver la bande de schistes rouges figurée par Dumont au S. de Villers-la-Bonne-Eau. Je crois donc que sa bande ahrienne de Villers-la-Bonne-Eau (1) n'existe pas. M. Dewalque ne la figure pas sur sa carte.

(1) Mémoires sur les terrains ardennais et rhénan, p. 346.

A Hollange, il y a trois bandes de schistes rouges, séparées par deux bandes quarzoschisteuses vertes. La bande rouge la plus méridionale, large de 100 mètres, passe sous ce village; on la voit bien sur le chemin qui conduit à la route, près de la borne 28,5. La seconde bande, la plus considérable des trois, 200 mètres de large, forme les escarpements au N. du village, près du moulin. La troisième, 60 mètres, est un peu plus septentrionale. Entre elle et la seconde, on voit des schistes gris ou gris-verdâtre assez durs qui sont exploités au nord du moulin. Je rapporte à la zone intermédiaire entre les deux bandes rouges, les grès et les schistes arénacés verdâtres qui sont coupés en tranchée par la route au S. de la 30e borne et qui ont été rapportés par Dumont à l'ahrien (bande de Villers-la-Bonne-Eau).

Les schistes rouges coupent à Winville la route de Saint-Hubert à Arlon; ils passent au nord de Volaiville, entre Chêne et Traimont, à Vaux-le-Chêne. Ils vont se terminer à la route de Neufchâteau à Martelange au S. d'Ebly. Ils n'enveloppent pas l'extrémité occidentale du bassin de Wiltz, comme le figure Dumont.

Schistes de Clervaux au sud du bassin de Wiltz. — Cette bande méridionale est bien visible aussi sur le territoire prussien; mais elle y est moins large que la bande septentrionale; elle affleure au S. de Daleiden sur le chemin de Bommert. On la voit dans la vallée de l'Our, au S. de Rodershausen. Il s'en détache une branche sous forme de voûte qui se dirige vers Hosingen. Elle traverse la route de Stavelot à Luxembourg au N. de ce village, dans une tranchée, où on observe l'inclinaison N. 55° O.; puis elle coupe la route d'Hosingen à Wilwerwiltz à 500 mètres à l'O. d'Hosingen; on la voit dans le bois, sur le vieux chemin de Bockholz à Pintsch et on la retrouve une seconde fois sur la route de Wilwerwiltz, dans le bois au S. de Siebenaler.

A l'E. d'Hosingen, près de la maison Koch, une seconde bande se sépare de la précédente pour former la véritable ceinture méridionale du bassin de Wiltz; elle traverse la route de Stavelot à Luxembourg au S. d'Hosingen et passe dans les bois au nord d'Holzheim. Le chemin de fer la coupe en tranchée au N.-E. d'Alscheid. Elle affleure encore au N. de Merckholz sur le chemin de Wilwerwiltz et dans le ravin au N.-O. du même village. Dans ce parcours les schistes rouges sont accompagnés de grès vert sombre.

La route de Wiltz à Kautenbach a ouvert plusieurs tranchées dans les schistes rouges, ainsi que les autres routes au S. et au S.-O. de Wiltz. Dans ces environs, ils sont peu épais et alternent avec des schistes vert-olive. A l'O. de Wiltz, on ne les voit plus que de place en place; ainsi, dans le bois au S. de Winseler, ils forment une voûte au milieu des quarzites; ils affleurent aussi dans le bois, sur le chemin de Tardchamps à Bœvingen; mais il ne m'a pas été possible de les découvrir au S. d'Harlange.

Ils manquent complètement sur le territoire belge. Cependant, sur la route de Bastogne à Arlon, au S. de la 29e borne, on voit des schistes rouge lie de vin sur une longueur de 10 mètres. Sur la route de St-Hubert à Martelange, à l'E. de Vitry, ils n'ont pas plus de 5 mètres de largeur. Au delà, il m'a été impossible de les retrouver. Ils n'enveloppent donc pas l'extrémité occidentale du bassin de Wiltz comme le figure Dumont.

La disposition irrégulière des quarzites et des schistes rouges autour du bassin de Wiltz demande quelques observations.

Les quarzites constituent plutôt des amas en chapelet que des couches régulières; ainsi, tandis qu'au S. de Marbourg, ils forment une colline large de 500 mètres, à 1 k. vers l'est, sur la route de Dasbourg, ils sont réduits à quelques couches de 0,20 à 2 mètres d'épaisseur, disséminées dans

des schistes vert-jaunâtre. On peut très bien admettre que, lorsqu'ils manquent, les schistes dans lesquels ils sont enveloppés persistent néanmoins, mais sont alors confondus avec l'assise de Wiltz ou avec les roches vertes des schistes de Clervaux.

Quant à ces derniers, la cause de leur irrégularité est différente. Ils existent partout à l'est de la vallée de la Clerf; mais entre cette vallée et la frontière belge, ils sont très réduits sur le bord sud et manquent complètement sur le bord nord.

Comme toutes les couches sont fortement relevées, on pourrait supposer que des failles ont fait disparaître les schistes rouges; mais partout où une tranchée fraîche permet de voir le contact des schistes de Wiltz et des quarzites de Berlé, avec les quarzophyllades de Schuttbourg sans l'intermédiaire des roches rouges, on ne reconnaît aucune trace de tels accidents.

Toutefois l'assise de Clervaux ne manque peut-être pas aussi souvent qu'on pourrait le croire. Les schistes jaune-verdâtre et les grès vert-sombre qui sont subordonnés aux schistes rouges ressemblent beaucoup à des roches analogues qui accompagnent les quarzophyllades de Schuttbourg. La rapidité de mes études dans le Luxembourg ne m'a pas permis de les distinguer d'une manière certaine, de sorte que j'ai dû supposer que l'assise de Clervaux manquait lorque je ne trouvais pas les roches rouges. Je reconnais toutefois qu'il y a souvent indétermination.

Ainsi, quand on sort de Vitry par la route de Fauvillers, on voit dans l'escarpement de la route à partir du bas :

Schistes noirs à nodules (schistes de Wiltz);
Grès gris de fer, 6^m ;
Schistes vert-jaunâtre (quarzophyllades de Schuttbourg).

Toutes ces couches sont renversées et plongent vers le S.-E. sous un angle considérable.

On n'y voit trace ni des quarzities de Berlé, ni des schistes de Clervaux.

Les schistes vert-jaunâtre passent à des roches plus arénacées que l'on reconnaît facilement être les quarzophyllades de Schuttbourg. Appartiennent-ils à la même assise où sont-ils récents? Ne sont-ce pas les schistes vert-jaunâtre que je signalais plus haut comme la gangue des bancs de quarzite de Berlé, du côté de Dasbourg? Ne sont-ce pas plutôt les schistes jaune-verdâtre que l'on voit à 2 kilomètres de là accompagner les schistes rouges sur la route de Martelange?

Et les grès gris à quel étage doit-on les rapporter? On en trouve de pareils dans les schistes de Wiltz, dans les schistes rouges et dans les quarzophyllades. Ne seraient-ils pas les représentants des quarzites? Une étude détaillée pourra seule résoudre toutes ces questions, mais quelle que soit la réponse, il n'y aura pas moins lacune de deux assises, sinon complètement, du moins pour les couches qui les caractérisent le mieux.

On peut remarquer que les lacunes existent surtout dans la partie occidentale du bassin près de sa terminaison. L'explication la plus plausible est d'admettre que ces diverses roches se sont déposées dans un golfe fermé au S.-O. et que les lacunes correspondent à des exhaussements temporaires des rivages. Ceux-ci concordaient à peu près avec les limites actuelles qu'occuperaient les couches, si elles redevenaient presqu'horizontales et que les plis fussent supprimés.

Quarzophyllades de Schuttbourg. — Cette assise est essentiellement quarzeuse; elle est composée de grès, de psammites et de quarzophyllades, accompagnés de schistes en quantité variable.

Il n'existe aucune coupe qui permette d'en connaître facilement la structure, la plus complète est celle du chemin de fer, près d'Alscheid.

Dans la tranchée située près du village d'Alscheid, on voit du N. au S. :

Quarzophyllades et schistes noirs feuilletés,
Schistes noirs compacts,
Grès gris sombre et schistes nodulaires.

Toutes ces couches plongent de 75° vers le S. 40° E. ; elles reposent par renversement sur les schistes rouges de la tranchée précédente.

En se dirigeant vers le sud, c'est-à-dire vers le moulin de Schuttbourg, on voit des grès et des psammites avec quelques bancs de schistes ; puis un grès noir micacé exploité près du moulin. Au delà, vers le château, on trouve des grès et des psammites alternant avec des schistes noirs qui deviennent bientôt prédominants. On passe ainsi insensiblement à l'assise suivante, celle des schistes de Kautenbach.

J'ai encore observé ces roches arénacées au S.-E. de Consthum, au N.-E. d'Holzheim et sur la route d'Hosingen à Vianden, où elles occupent une grande largeur depuis les schistes rouges jusqu'à la nouvelle déviation de la route vers Vianden.

A l'O. de la Clerf, l'assise des quarzophyllades de Schuttbourg est coupée par la route de Kautenbach à Wiltz. La gare de Kautenbach est sur les schistes noirs de l'assise suivante. Après avoir dépassé le pont, on trouve des bancs de grès nodulaires et de grès en plaquettes alternant avec des schistes ; puis des quarzophyllades et des psammites. Les mêmes roches passent sur le village de Merckholz et tout le long de la route de Wiltz jusque près de cette ville. A Merckholz, elles sont séparées des schistes rouges par quelques bancs de grauwacke vert-foncé.

Dans son prolongement occidental, l'assise de Schuttbourg se montre au S. de Wiltz sur la route de Luxembourg ; au S.-O. de la même ville, sur la route de Bastogne ; au S.

d'Harlange; au N. de Fauvillers (Belgique); sur la route entre ce village et Vitry; au S. de Traimont, au vieux moulin de l'Eglise et à Marboy.

Quarzophyllades d'Heinerscheid. — Cette assise qui limite au nord le bassin de Wiltz, a son type dans la vallée de la Clerf, où elle se trouve divisée en deux bandes par le petit bassin de roches rouges de Clervaux.

1° *Bande de Mécher.* — Cette bande de Mecher se montre dans la vallée de la Clerf entre Clervaux et Mecher. Si on se dirige de la première de ces localités vers la seconde, on quitte les schistes rouges presqu'au point où le chemin se sépare de la route de Marnach. On rencontre alors au pied d'un escarpement de schistes grossiers verdâtres ou brunâtres contenant quelques bancs de grès. Près de Clervaux, ces couches plongent faiblement au S. 55° E., mais près du moulin de Schreider, elles sont verticales et se dirigent vers l'E. 35° N. Au delà du coude la route suit un escarpement plus arénacé et près du moulin de Mecher, on retrouve les schistes feuilletés brunâtres et, plus loin, on rentre dans les schistes rouges qui appartiennent au bassin de Wiltz. Il y a donc une voûte isoclinale dont le centre est formé par des roches arénacées, mais les escarpements de la route étant couverts de bois, on n'y voit que des débris de roches, aussi est-il difficile de se rendre compte de la structure de l'assise.

Les tranchées du chemin de fer présentent des conditions plus favorables à l'étude. Celle qui est entre le moulin de Schreide et Mecher fournit une coupe de la partie arénacée de l'escarpement. On y distingue de nombreux bancs de grès séparés par des couches de schistes brunâtres; puis, près du tunnel, des schistes noirs, fissiles, très tendres. L'inclinaison se fait sous un angle considérable vers N. 30° O.

Ces grès et ces schistes se retrouvent sur la traverse de Clervaux à Munshausen des deux côtés de la vallée du Dirbach; puis sur la route de Clervaux à Dasbourg, entre la

vallée du Dirbach et Marnach; sur la route de Stavelot à Luxembourg, entre Fischbach et Marbourg. Au coude de cette dernière route, on a ouvert une carrière dans un ensemble de schistes verts et de grauwacke schisteuse qui appartiennent aux quarzophyllades ou même peut-être aux schistes rouges.

A l'O. du Fischbach, sur le bord du Rinselbach, il y a à l'entrée du bois une importante carrière de grès vert sombre à gros grains dont les bancs, très contournés du reste, plongent de 35° au N. 5° O. C'est le commencement des plis qui déterminent la fin du petit bassin de roches rouges de Clervaux. Sur les bords de l'Our, les deux bandes de quarzophyllades se réunissent.

Bande d'Heinerscheid. — La principale bande de quarzophyllade peut s'observer dans la vallée de la Clerf et le long du chemin de fer au nord de Clervaux.

Les schistes rouges prennent fin aux dernières maisons de Clervaux sur la route de la gare, au delà on trouve des schistes vert foncé, puis plusieurs grandes carrières de grès gris de fer en bancs verticaux alternant avec de la grauwacke. La direction des couches est vers le S. 50° E.

Au N. de la gare de petites tranchées sont ouvertes dans de la grauwacke jaune-verdâtre. D'autres tranchées à l'entrée du chemin de Bauxhorn montrent des schistes, des grès et des psammites inclinés au N. 25° O.; le grès domine.

Un peu au N., sur la rive gauche de la Clerf, une tranchée du chemin de fer coupe un ensemble de schistes noirs et de grès, les uns en plaquettes, les autres en bancs plus épais (incl. S. 30° E. = 22°).

Dans la tranchée suivante, on voit au milieu de schistes semblables aux précédents de nombreux bancs de grès gris et de grauwacke; ce grès domine au sud du passage d'Urspelt, le schiste grossier près de ce passage et le schiste noir au nord.

La tranchée suivante, sur la route droite de la Clerf, montre des schistes noirâtres d'apparence phylladique, inclinés au S. 35° E. et contenant quelques bancs de grès contournés.

La voie ferrée repasse ensuite sur la rive gauche ; elle y a ouvert une belle tranchée, où l'on voit, au sud, des schistes noirs presque phylladiques avec bancs de grès intercalés. L'inclinaison est en moyenne au N. 50° O. = 75°, mais il se dessine des mouvements de flexion au sud qui prédominent dans la partie nord de la tranchée, en même temps que les schistes deviennent tendres, grossiers, brunâtres et passent à la grauwacke.

La tranchée suivante, située contre la gare de Maulusmühle, est essentiellement formée de grauwacke, où l'on trouve des bancs de grès et des bancs plus nombreux encore de schiste compacte ou même de phyllade noire.

Au N. de cette station, la voie ferrée suit quelque temps la vallée de la Clerf. En approchant de Sassel, elle ouvre une nouvelle tranchée dans les phyllades avec bancs de grès intercalés ; puis le grès cesse ou devient très rare, ou passe de l'assise des quarzophyllades à celle des phyllades.

La coupe de la Clerf au N. de Clervaux montre donc une assise présentant une série de grès de schistes noirs avec bancs subordonnés de grauwacke. Le grès et les schistes grossiers dominent vers le sud, les schistes noirs plus ou moins phylladiques vers le nord. La grande largeur de cette zone qui atteint presque 6 kilomètres donne à penser qu'elle est affectée de plis nombreux ; mais aucun de ces plis n'a encore été reconnu.

A l'E. de la vallée de la Clerf, la bande de quarzophyllade s'élargit encore. On peut lui rapporter toutes les couches que traverse la route de Luxembourg à Stavelot entre Fischbach et Weiswampach. Entre Fischbach et Heinerscheid, on trouve des bancs arénacés qui sont dans le prolongement de ceux de la vallée de la Clerf. En montant à Heinerscheid, on voit

aussi sur le bord de la route des débris de grès rougis par l'oxydation. Entre Heinerscheid et Kalborn, une carrière de grès montre une inclinaison exceptionnelle vers le N. 75° E. = 35°. Au N. d'Heinerscheid, on trouve encore des grès, mais ils sont mélangés de grauwacke et de schistes presque phylladiques.

La limite septentrionale de l'assise est très difficile à déterminer parce que dans l'assise suivante, presqu'entièrement composée de phyllades noirs, il y a dans cette région des bancs nombreux et même des lentilles épaisses de grès que l'on ne peut pas distinguer de celui de l'assise des quarzophyllades.

Si on prend au N. d'Heinerscheid la route qui conduit à Ouren, on suit à peu près la tranche des couches. La grauwacke affleure tout autour de Lieler; mais en descendant dans la vallée d'Our on voit au milieu de cette grauwacke des grès rubéfiés et des bancs de phyllades.

On peut encore rapporter à la même assise les grès gris-verdâtre, les uns durs, les autres tendres, exploités à Breidfeld, au S. de Weiswampach. Ils sont accompagnés de schistes grossiers ou phylladiques qui forment le passage aux phyllades de Trois-Vierges.

A l'O. de la vallée de la Clerf, on voit l'assise des quarzophyllades entre Bögen et Knaphoscheid, entre Oberwampach et Noertringen ; puis sur la route de Wiltz à Bastogne, près de la douane luxembourgeoise à Doncols et près de la douane belge à Bras. Elle suit alors la frontière au nord de Doncols, Sonlez, Tardchamps.

Sur le territoire belge, on peut observer les quarzophyllades au N. de Lutremange, au S. de Losange et au N. de Sainlez, sur la route de Bastogne à Martelange. Près du moulin, au N. d'Hollange, il y a de beaux rochers de quarzophyllade accompagnés de schistes verdâtres.

Si on se dirige, au N.-O. d'Hollange, vers Chaumont, on

trouve des schistes arénacés verdâtres à la limite nord des territoires. La colline, en grande partie boisée qui est au S. de Chaumont, est formée de quarzophyllade arénacée. Au N. du même village, sur le chemin de Grandrue, on voit des quarzophyllades fossilifères avec psammites et schistes noirs qui forment le passage à l'assise inférieure.

Dans le ruisseau du Beulet, au N. de Winville, et dans la vallée de la Sure, au N. de Volaiville, on ne voit que des quarzophyllades feuilletés souvent ondulés. Cependant au voisinage la roche devient plus arénacée et passe au grès. Les quarzophyllades affleurent à Chêne (incl. S. 30° E), à Maisonville et à l'O. d'Ebly. Sur la route de Fauvillers à Longlier, on rencontre le schiste rouge au nouveau chemin d'Ebly à l'église; au-delà, au S. d'un groupe de maisons, on trouve une carrière ouverte dans des quarzophyllades avec encrines; puis, plus loin, des bancs quarzeux mélangés de phyllades et on arrive enfin aux phyllades noirs qui appartiennent à l'assise des phyllades d'Alle. A Ebly, la largeur de l'assise des quarzophyllades ne dépasse pas 600 mètres.

A son extrémité occidentale, la bande de quarzophyllade d'Heinerscheid se relie avec la bande de quarzophyllade de Schuttbourg entre le vieux moulin de l'Eglise et Marby pour fermer de ce côté le bassin de Wiltz.

Pour Dumont les quarzophyllades de Schuttbourg appartiennent au système ahrien ; il rapporte celles d'Heinerscheid également au système ahrien pour la partie supérieure et au système coblenzien pour la partie inférieure. C'est une question à discuter ultérieurement.

Petits bassins au S. de Wiltz. — Dans la grande nappe de schistes noirs qui est au S. de Wiltz, on distingue parfois des parties arénacées. Tantôt ces roches gréseuses n'ont presque pas de largeur et sont probablement subordonnées aux schistes; d'autrefois ils occupent assez de surface pour pouvoir être considérées comme de petits bassins isoclinaux de

quarzophyllade. C'est ainsi que l'avait jugé Dumont. Toutefois je ne crois pas qu'il faille accorder à ces petits bassins des dimensions aussi considérables que celles qu'il leur attribue.

On peut en observer un sur la route de Wiltz à Luxembourg, entre Esch et Goesdorf et un autre au N E. de Grévels. Ce dernier s'étend au N.O. jusqu'à Merscheid, au S. d'Heiderscheid. D'après Dumont, le premier de ces massifs se relierait à la ceinture sud du bassin de Wiltz, tandis que le second en serait indépendant.

Schistes de Kautenbach. — Au-delà de la bande de quarzophyllade qui limite au sud le bassin de Wiltz, on ne trouve qu'une masse uniforme de schistes noirs compacts que je désigne sous le nom de schistes de Kautenbach.

Il serait fastidieux de parcourir ce plateau monotone dans son uniformité géologique. Il suffit de quelques coupes pour montrer que sa structure ne varie pas.

Coupe de Kautenbach à Elperdange. — La gare de Kautenbach est au confluent de la Wiltz et de la Clerf, deux rivières encaissées dans des vallées profondes, bordées de rochers escarpés que l'on a dû couper pour livrer passage aux voies ferrées et aux routes qui aboutissent à la station. Ces tranchées ne montrent que des schistes noirs, compacts, assez tendres, nullement phylladiques ; ils sont quelquefois rubannés ; ils sont alors composés de zones alternativement fines et grenues. Les premières ont une couleur noir foncé ; les secondes sont plus grises et plus quarzeuses. Des bancs de psammites alternent avec les schistes.

Certaines couches présentent, sous l'influence de l'altération, une couleur rouge lie de vin, qui, à un examen superficiel, les ferait ranger dans l'assise de Clervaux. On en voit un exemple dans la gare même de Kautenbach.

Les schistes noirs forment la colline traversée par le tunnel au nord de la station de Kautenbach ; au-delà du

tunnel, les roches arénacées augmentent assez d'importance pour que l'on puisse rapporter le terrain aux quarzophyllades.

Si on descend la vallée en longeant la Clerf et la Sure, après le confluent de ces deux rivières, ou en suivant la voie ferrée, on ne voit guère que des schistes noirs semblables à ceux de Kautenbach. Il y a cependant de place en place quelques bancs de grès. Au pied des ruines du château de Burscheid, on trouve un de ces bancs que la voie ferrée a dû traverser dans le tunnel. Un autre se voit entre le tunnel de Burscheid et la station de Michelau. On en trouve aussi un près du moulin d'Elperdange au point où les couches primaires disparaissent sous le trias.

Sauf dans quelques localités peu nombreuses, qui montrent un plongement vers le nord, l'inclinaison de toutes ces couches est vers le sud-est dans la partie septentrionale (S. 30° E. près de Kautenbach; S. 50° E. à la station de Gabelsmühle); et vers le sud dans la partie méridionale (S. 2° E. à Burscheid ; S. 5° O. au moulin d'Elperdange). On doit en conclure que toutes ces roches s'étendent en éventail vers l'est.

Coupe de Vianden à Putscheid. — Les schistes de Vianden dans la vallée de l'Our ont tous les caractères des schistes de Kautenbach ; comme eux ils sont quelquefois zonaires ; comme eux ils contiennent des bancs quarzeux. Ainsi, à Rodt, contre la frontière prussienne, on voit au milieu des schistes quelques bancs de psammites dont l'inclinaison est au N. 40° O. Ils sont intercalés dans des schistes qui se divisent en éclis allongés, mais ne sont pas zonaires. D'autres bancs quarzeux se remarquent à l'entrée de la montée de Vianden vers Hosingen. Il faut encore signaler dans les schistes de Vianden la présence de nodules et de fossiles. Je reviendrai plus loin sur ce sujet.

Lorsqu'on suit la route de Vianden à Hosingen, on marche toujours sur des schistes noirs compacts, tantôt d'une texture

uniforme, d'autrefois rubanés ou même veinés. Au N. de Putscheid, près de la borne 57.4, il y a une carrière ouverte dans des bancs quarzeux. A la borne 58, une nouvelle déviation de la route montre aussi des bancs quarzeux assez épais; on retrouve ensuite des schistes noirs; mais à la borne 58.2, les roches arénacées deviennent si prédominantes qu'on doit tracer en ce point la limite des quarzophyllades.

Coupe d'Hoscheid à Kautenbach. — Aux environs d'Hoscheid, j'ai pu faire quelques observations intéressantes. Ce village est sur les schistes noirs; en descendant à Oberschlinder, on ne voit que des schistes noirs; mais près du moulin d'Oberschlinder, on aperçoit des schistes rouges qui plongent vers le N. 5° O. et, un peu à l'ouest, un banc de grauwacke fossilifère. Je dois avouer que dans une première visite je crus avoir affaire aux schistes de Clervaux et aux schistes de Wiltz; mais comme les relations stratigraphiques s'y opposaient, je suis retourné à Oberschlinder et j'ai reconnu que les schistes rouges ne sont que des schistes noirs rougis par l'altération. On en rencontre tout le long du sentier qui monte, par une pente des plus rapides, rejoindre le chemin de Consthum à Schlindermanderscheid. Dans cet escarpement les couches plongent au nord plus ou moins ouest. Il doit y avoir une cassure qui a contribué à faire du site d'Oberschlinder un des plus pittoresques du Luxembourg. La même inclisaison ne se prolonge pas le long de la vallée du Schlinder, car à l'est de Consthum, j'ai observé un plongement au S. 35°E.

La route de Consthum à Kautenbach descend dans la vallée de la Clerf en décrivant sept méandres dont les tranchées ne montrent que des schistes noirs.

Coupe de Wiltz à Dellen et à Petit-Nobressart. — La route de Wiltz à Luxembourg fournit une seconde coupe qui traverse toute la série des schistes de Kautenbach.

Dès que l'on a franchi la crête qui est au S. de Wiltz, on

rencontre les quarzophyllades et on les suit jusqu'à 1 k. 1/2 de Buderscheid. Sur un espace de 3 kilomètres, au N. et au S. de ce village, le sol est essentiellement formé de schistes noirs. Près de Goersdorf, on voit reparaître les roches arénacées dans lesquelles on a ouvert des galeries pour l'extraction de l'antimoine. On doit y voir, d'après Dumont, un pli de quarzophyllades qui se relierait à l'O. avec la bande principale. A 1 k. du chemin d'Esch, on rentre dans les schistes noirs au milieu desquels est creusée la vallée de la Sure. Ils contiennent quelques bancs de grès noirs ou de psammites. On voit une de ces lentilles arénacées près du pont sur la Sure et une autre au S. d'Eschdorf. C'est peut-être un prolongement de cette dernière qui affleure sur la route à l'E. d'Heiderscheid.

Avant d'arriver à Dellen, on rencontre encore un petit bassin de quarzophyllade. A Dellen, les schistes noirs s'enfoncent sous le trias.

Si on se dirige vers l'O. du Grand-Duché, entre Grevels et Arsdorf, on voit des schistes noirs qui, près d'Arsdorf, plongent vers le S. 40° à 60° E. Au S. d'Arsdorf jusque Petit-Nobressart, on n'aperçoit guère que des schistes noirs tantôt compacts, tantôt veinés. A Nothomb, sur le territoire belge, il y a une belle carrière ouverte dans des schistes noirs zonaires.

De ce qui précède on peut conclure que tout le sud du terrain devonien du Grand-Duché appartient à une seule et même assise, celle des schistes de Kautenbach. On y trouve quelques fossiles, en particulier des Orthocères de grande taille ; mais je ne sache pas qu'ils aient été étudiés avec le soin qu'ils comportent.

Dans le prolongement occidental des schistes de Kautenbach, on rencontre également des schistes noirs qui couvrent une grande surface entre Fauvillers et Habay, entre Mellier et Marbehan et que l'on peut rapporter au taunusien de

Dumont. Il n'y a pas lieu d'en séparer les schistes de Kautenbach.

Phyllades des Trois-Vierges. — Cette assise est formée de phyllades noirs feuilletés trop tendres pour être exploités comme ardoises. Elle forme une bande qui se dirige du S.-O. au N.-E. d'Oberwampach à Weisswampach. On y trouve des bancs de grès qui, peu abondants vers le S.-O., augmentent d'importance vers le N.-O. A Oberwampach, il y a vers la partie supérieure de l'assise un petit banc de quarzophyllades rempli de tiges d'encrines.

Les limites des phyllades des Trois-Vierges sont très difficiles à préciser. A leur partie supérieure, ils se chargent de bancs de grès ou de grauwacke et passent à l'assise des quarzophyllades. A leur partie inférieure, il deviennent plus compacts, moins phylladiques; les bancs de grès augmentent aussi en nombre et on arrive ainsi insensiblement aux schistes de Bas-Bellaing.

Quelques exemples exposés sous forme d'excursion, expliqueront comment je comprends l'assise.

A Allerborn, on voit les phyllades tout autour du village, mais en approchant de la route de Longvilly, le schiste devient plus compact; la roche dans laquelle on trouve la mine de plomb est un schiste noir compact un peu analogue à celui de Bastogne. Aux baraques, au N. d'Allerborn, on voit des phyllades, mais un peu plus au N., à la borne frontière 255, entre Trotten et Moinet, il y a une carrière de schistes noirs compacts qui sont les mêmes que ceux de Longvilly. Au moulin de Trotten on retrouve les phyllades, et on peut les suivre vers le S.-E. jusqu'au moulin de Boegen, où ils s'enfoncent sous l'assise des quarzophyllades. Entre le moulin de Trotten et celui de Boegen l'assise des phyllades a 5 kilomètres; c'est sa plus grande largeur. Au milieu de ces phyllades on trouve fréquemment des schistes compacts.

Si on suit la route de Wintger à Trois-Vierges, on marche toujours sur les phyllades ; à Stockein, une carrière présente l'inclinaison S. 50° E.; une autre, au moulin d'Asselborn, montre au milieu des phyllades un banc de grès gris foncé, incliné au S. 40° E.

Le chemin d'Asselborn à Boxhorn est également sur les phyllades ; mais après avoir passé le pont, les phyllades deviennent plus compacts et alternent avec des bancs quarzeux ; c'est le passage aux quarzophyllades. Le même fait se retrouve au moulin de Sassel.

Si on se dirige d'Asselborn vers l'O., on trouve, à 1/2 kilomètre du village, une carrière de phyllades noirs légèrement grenus ; incl. S. 25° E. Une autre carrière, près de Weiler, montre les mêmes roches avec l'inclinaison S. 15° E.; une troisième, entre Weiler et Helzingen est ouverte dans des schistes noirs plus compacts que je rapporte aux schistes de Bas-Bellain.

Les phyllades commencent sur le chemin de fer, au point où le chemin d'Asselborn à Weiswampach traverse la Clerf. Ils s'étendent au N. jusqu'à la station de Trois-Vierges. La largeur de la bande n'est plus que de 2 kilomètres ; mais il doit y avoir soit une faille, soit un pli qui la restreint et, peut-être, en modifie la direction.

A. l'E. de la vallée de la Clerf, l'assise de Trois-Vierges paraît subir une transformation. On y rencontre bien encore des phyllades ; mais ils sont plus compacts et, de plus, accompagnés de grès, les uns tendres et stratoïdes, les autres plus durs et plus gris. On pourrait rapporter les premiers à l'assise de Bas-Bellain et les seconds à celle de Heinerscheid ; mais alors l'assise de Trois-Vierges manquerait et on ne peut pas s'expliquer stratigraphiquement son absence. Peut-être cette disparition apparente tient-elle à ce que les phyllades forment le sous-sol d'un plateau peu découpé où l'altération a été plus profonde que dans la vallée ; les couches phylladi-

ques se sont transformées en argile ; le grès seul persiste et paraît dominant.

A Wilwerdange, sur la route de Trois-Vierges à St-With, on trouve encore une tranchée dans les phyllades qui présentent l'inclinaison S. 35° E.; mais un peu plus loin, à la descente de la route dans la vallée du Karlsbur, on rencontre des grès tendres, rougis par l'altération et ayant tous les caractères des grès de Bas-Bellain. Un peu plus loin, au point de croisement de la route précédente avec celle de Luxembourg à Viel-Salm, il y a une carrière de phyllade avec banc de grès durs.

Si on se dirige de là vers le sud, on coupe les couches perpendiculairement à leur direction, mais il y a peu d'affleurements. On marche sur un plateau assez uniforme où font saillie quelques collines d'où la vue porte au loin sur l'Ardenne allemande. Ces collines sont allongées en ellipse dans la direction des couches, de telle sorte qu'elles ont probablement pour origine des lentilles de grès intercalées dans des roches schisteuses plus tendres. L'observation vérifie cette hypothèse car dans de petites carrières ouvertes au pied de ces collines, on exploite des grès gris ou verdâtre stratoïdes. Si on jugeait uniquement d'après les caractères minéralogiques, on devrait les rapporter à l'assise de Bas-Belain. J'ai dit plus haut pourquoi je les place, en partie du moins, dans l'assise de Trois-Vierges. C'est le cas en particulier pour une grande colline située à l'E. de Weiswampach. Dans ce village il y a une importante carrière de grès stratoïde gris, dur, compact, accompagné de phyllades et incliné au S. 50° E. Si ce banc se prolonge, il va passer un peu au N. de la colline de grès tendre dont il vient d'être question.

A 500 mètres à l'O. de Holler il y a une autre carrière de phyllade noir et de schiste dur, compact, inclinés au N. 65° O.

Ils vont passer sous les grès de Breidfeld dont il a été question plus haut.

Toutes ces couches ont beaucoup de ressemblance avec celles de Bas-Bellain, cependant elles sont sur le prolongement des phyllades de Trois-Vierges.

Schistes de Bas-Bellain. — L'assise de Bas-Bellain est formée de schistes noirs, compacts, passant au phyllade. On est souvent très embarrassé pour décider si on a affaire à un schiste ou à un phyllade, puisque ces deux roches ne diffèrent à la vue l'une de l'autre que par leur degré de fissilité. Aussi on a pu remarquer par les pages précédentes combien il est difficile de tracer la limite des deux assises de Trois-Vierges et de Bas-Bellain. Dans celle-ci, on trouve, au milieu de schistes compacts, des couches de véritables phyllades. On y voit ainsi des bancs nombreux de grès stratoïde, tendre, verdâtre, très semblable à celui qui caractérise l'assise de Bastogne en Belgique. Leur présence serait un excellent caractère pour distinguer l'assise de Bas-Bellain, si on n'en retrouvait d'analogues sous le plateau de Weiswampach dans des couches que l'on est conduit par la stratigraphie à ranger dans l'assise de Trois-Vierges.

Dans le Luxembourg belge, les schistes compacts correspondant à ceux de Bas-Bellain sont criblés de trous clinoédriques et contiennent même souvent des paillettes d'ilménite. Je n'ai pas pu retrouver ce caractère dans le Grand-Duché.

L'assise de Bas-Bellain présente encore un caractère sur lequel M. l'abbé Wies a insisté avec beaucoup de raison. Les roches sont fortement altérées et ont pris sous l'influence de l'oxydation des tons jaunes, bleus, gris ou rouges, qui les ont fait désigner par le savant professeur de Luxembourg sous le nom de schistes bigarrés.

Les schistes de Bas-Bellain coupent très obliquement l'extrémité nord du Grand-Duché dans la direction de l'E. 40° à 50° N. On doit leur rapporter, comme il vient d'être dit, les

schistes de Longvilly, ceux de Lucherhaus, près de la borne frontière 255, ceux du canal souterrain auprès d'Hacheville, ceux de Biwisch, les schistes noirs que l'on rencontre à l'O. de ce village sur le chemin qui conduit à la station de Limerlé et, enfin, toutes les couches autour de Biwisch et de Bas-Bellain.

Le village de Biwisch est sur des schistes arénacés verdâtres et sur des schistes compacts, noirs, à teinte uniforme ou tachetée de gris, remplis de gros cristaux de pyrite. Au milieu de ces schistes compacts on trouve des bancs de grès et de phyllades. Si ces couches se prolongeaient régulièrement vers le N.-E., elles iraient passer au nord de Trois-Vierges. Or, au nord de ce village, sur le chemin de Bas-Bellain, on rencontre des carrières de phyllades en couches presque verticales plongeant vers le S. 30° E. C'est seulement plus au nord, à 1 k. de Bas-Bellain, que le schiste devient plus compact, plus tendre et rempli, comme à Biwisch, par de gros cubes de pyrite. Il y a donc eu rejet des couches vers le nord.

Les tranchées du chemin de fer entre Bas-Bellain et Haut-Bellain sont ouvertes dans des phyllades à gros cristaux de pyrite qui sont exploités pour dalles et qui plongent au S. 45° E. sous quelques bancs de grès stratoïdes, verts, bien visibles dans le chemin qui va de la carrière au village.

A l'est de Bas-Bellain, une autre carrière de dalles montre des couches supérieures aux grès précédents. Ce sont des schistes phylladiques qui passent à des schistes compacts. Ils présentent de nombreuses traces d'altération par les eaux atmosphériques et on remarque que les parties compactes sont beaucoup plus altérées que les parties phylladiques. Dans un chemin creux au S. de la carrière, le schiste est tellement altéré qu'il est transformé en une argile grise plastique au milieu de laquelle on voit saillir quelques bancs de grès stratoïdes.

Un second massif de grès stratoïde doit passer un peu au sud. Il affleure près du coude de la voie ferrée et se prolonge dans le Luxembourg belge.

Puis viennent, encore toujours au sud, des phyllades pyritifères passant à des schistes compacts. Ils sont devenus tendres par suite de leur altération et ont pris une couleur grise.

Ces bandes alternativement schisteuses et arénacées seraient-elles dues à des plis? On pourrait le supposer d'autant mieux que les phyllades de la première et de la troisième bande se ressemblent beaucoup et contiennent l'une et l'autre de gros cristaux de pyrite. Cependant il faut avouer que l'on n'a aucune preuve sérieuse à l'appui de cette hypothèse.

Si on remonte vers le N.-O., on rencontre des couches plus anciennes qui ont encore les mêmes caractères. La tranchée au nord de Haut-Bellain montre des schistes compacts et phylladiques accompagnés de grès stratoïdes. On voit aussi ces grès sur le chemin au nord de Haut-Bellain. A la frontière le sol est formé par les schistes de Gouvy qui appartiennent à la géologie belge.

A l'E. de Haut-Bellain, au moulin de Goedange, on voit des phyllades avec quelques bancs de schistes arénacés pyritifères et des grès verdâtres. Ils doivent appartenir à la partie tout à fait supérieure de l'assise. Des schistes phylladiques pyritifères affleurent aussi au N. du moulin de Foll; aux sources même de la Clerf.

Plus à l'est encore, dans le village d'Huldange on exploite quelques bancs de grauwacke fossilifère inclus dans des schistes noirs compacts à gros cubes de pyrite. C'est la seule roche fossilifère que j'ai trouvée dans la région.

Tout le long de la route de Stavelot, entre la maison Mootz et la maison Heinen, on voit des schistes phylladiques noirs, presque toujours devenus gris par altération et des grès verdâtres, rubéfiés, également par suite de leur altération.

	BASSIN DE DINANT.	BASSIN DU LUXEMBOURG. FRANCE. Golfe de Charleville.	BASSIN DU LUXEMBOURG. BELGIQUE. Bassin de Neufchâteau.	BASSIN DU LUXEMBOURG. GR.-DUCHÉ DE LUXEMBOURG Bassin de Wiltz. *Nord.*	BASSIN DU LUXEMBOURG. GR.-DUCHÉ DE LUXEMBOURG Bassin de Wiltz. *Sud.*
COBLENZIEN.	Grauwacke de Hierges	manque.	Schistes de Witry.	Schistes de Wiltz.	
		manque.	Quarzites de Traimont.	Quarzites de Berlé.	
	Schistes de Burnot.	manque.	Schistes rouges d'Hollange.	Schistes rouges de Clervaux.	
	Grès de Vireux.	manque.	manque.	manque ?	
	Grauwacke de Montigny.	Quarzophyllades de Nouzon.	Quarzophyllades de Chêne.	Quarzoph. d'Heinerscheid.	Quarzoph. de Schuttbourg
	Grès d'Anor.	Phyllades d'Alle.	Phyllades de Neufchâteau.	Phyllad. de Trois-Vierges.	Schistes de Kautenbach
			Schistes ilménitifères de Tournay en Ardenne.	Schistes de Bas-Bellain.	

Relations du terrain devonien du Grand-Duché de Luxembourg avec celui de la Belgique et de la France. — J'ai donné plus haut la comparaison du coblenzien supérieur du bassin de Wiltz avec les couches du même âge de Belgique. Quant au coblenzien inférieur, les comparaisons sont tout aussi claires puisque les couches luxembourgeoises ne sont que le prolongement des couches belges. Mais il est beaucoup plus difficile d'établir les relations générales des assises du grand bassin du Luxembourg (golfe de Charleville, bassin de Neufchâteau, bassin de Wiltz) avec celles du bassin de Dinant qui servent de type au devonien.

De nombreux problèmes se posent et n'ont pas encore été résolus Sans vouloir entrer dans des considérations qui feront l'objet d'une prochaine communication, je rappellerai ce que j'ai dit à propos de la détermination de l'âge des couches de Bertrix (1). Il y a dans tout le bassin du Luxembourg une grande bande de phyllades que l'on peut suivre sans interruption depuis Joigny-sur-la-Meuse jusqu'à Trois-Vierges.

Il y a donc lieu d'assimiler tout le long du bassin les roches qui sont immédiatement au sud de la bande de phyllades. Ce sont, d'une part, à Joigny et à Alle les quarzophyllades de Nouzon et de Sugny, d'autre part, à Trois-Vierges, les quarzophyllades d'Heinerscheid. Ceux-ci sont un peu plus arénacés que ceux-là; leur apparence minéralogique est légèrement différente et si on les voyait séparément, on pourrait hésiter à les assimiler. On comprend donc que Dumont ait rangé les premiers dans son hundsruckien et les seconds dans son ahrien. Mais on peut suivre peu à peu la modification. Elle se manifeste surtout aux environs de Neufchâteau, à proximité de la série coblentzienne supérieure; elle correspond donc probablement à une mer plus profonde et à des rives où la pente était plus considérable.

(1) Ann. soc. géol. du Nord, t. XI. p. 269.

Or, de l'aveu de tous les géologues, les quarzophyllades de Nouzon sont hundsruckiens, c'est-à-dire qu'ils correspondent à la grauwacke de Montigny. Il doit en être de même des quarzophyllades d'Heinerscheid.

Les schistes de Clervaux étant immédiatement superposés à ces quarzophyllades, il en résulte que le ahrien ou grès de Vireux manquerait dans le Luxembourg.

Je suis convaincu de l'absence de cet étage dans le golfe de Charleville, dans le bassin de Neufchâteau et dans l'O. du bassin de Wiltz, mais je ne puis pas affirmer qu'il manque aussi dans l'est du Luxembourg. La bande de quarzophyllade d'Heinerscheid s'élargit entre la Clerf et l'Our au fur et à mesure que les roches rouges prennent plus d'épaisseur. Il est donc possible que le ahrien se développe en même temps que ces dernières. Quoiqu'il en soit, j'explique son absence dans l'ouest du Grand-Duché par la même cause qui a déterminé l'irrégularité de la bande de schistes rouges. Il y a eu, dans un cas comme dans l'autre, lacune par suite d'émersion.

Je rapporte les phyllades de Trois-Vierges au taunusien parce que je range dans cette assise toute la série phylladique d'Alle, de Bertrix et de Neufchâteau, dont elles sont la suite.

Quant aux schistes de Bas-Bellain, j'ai déjà dit que j'y voyais le prolongement des schistes noirs ilménitifères qui sont situés entre les phyllades et les schistes de Bastogne et que j'avais réuni à ces derniers dans l'assise de St-Hubert [1]. Pour des raisons que je développerai très prochainement, je les joins maintenant aux phyllades dans l'assise du taunusien.

Dans l'état actuel de nos connaissances, il est difficile de comparer exactement les terrains qui sont au S. du bassin de Wiltz avec ceux qui sont au nord. Les quarzophyllades de Schuttbourg au S., ont beaucoup de ressemblance avec

(1) Ann. soc. géol. du Nord, t. XII, p. 183.

les quarzophyllades d'Heinerscheid au N., mais ceux-ci sont plus épais.

Les schistes de Kautenbach ont une analogie manifeste avec les phyllades de Trois-Vierges. Bien qu'ils présentent le caractère phylladique à un degré beaucoup moindre, il ne leur fait cependant pas complètement défaut, car ils comprennent les ardoises exploités à Martelange. Au point de vue lithologique, on pourrait mieux les comparer aux schistes compacts de l'assise de Bas-Bellain. L'étude microscopique ne revèle aucune différence entre un schiste recueilli à Kautenbach et un autre trouvé à Trotten. Toutefois ce dernier contient un peu de chlorite qu'on ne reconnaît pas dans le premier. On peut supposer avec grande raison que les schistes de Kautenbach représentent à la fois les phyllades de Trois-Vierges et les schistes de Bas-Bellain.

Je regrette beaucoup de ne pas avoir pu aller étudier la belle collection paléontologique du Musée de Luxembourg. Je me proposais de le faire après avoir parcouru le pays, lorsque j'ai été rappelé subitement dans le Nord. Du reste, j'avais atteint mon but principal qui était de relier le terrain devonien du Grand-Duché de Luxembourg avec celui des bassins de Neufchâteau et de Charleville.

Je ne me dissimule pas ce que mon travail a de bien incomplet. J'espère néanmoins qu'il fera mieux connaître un pays qui a, avec l'Ardenne française et belge, les analogies les plus intimes.

J'ai joint à ma note une esquisse de carte géologique dans la pensée que sans carte mon travail serait incompréhensible et, par conséquent, inutile pour toutes les personnes qui ne connaissent pas le pays. Je regrette que son tracé laisse tant à désirer; mais je n'en avais pas d'autre à ma disposition et je devais ménager le modeste budget de la Société.

Orographie.

La structure géologique de l'Ardenne luxembourgeoise donne en partie l'explication de son orographie.

Le plateau devonien a une altitude presqu'uniforme de 500 mètres. Si les couches étaient restées horizontales, il s'élèverait en pente douce vers le nord, c'est-a-dire vers le massif cambrien de Stavelot qui forme le noyau de toute l'Ardenne septentrionale. Mais le refoulement du sud vers le nord, qui a plissé la région, a dû tendre à exhausser les parties méridionales. De plus, les mouvements de bascule auxquels l'Ardenne a été soumise pendant toute la série des âges secondaires et tertiaires, en soulevant et en affaissant tantôt le nord, tantôt le sud du plateau ont changé plusieurs fois leurs rapports d'altitude.

Aujourd'hui le point le plus élevé (552 m.) est la Chapelle de Grevels située au sud du plateau, vers la limite des schistes de Kautenbach et du trias ; tandis qu'Huldange, située à l'extrémité nord, sur les schistes de Bas-Bellain, est à 496 m. A Hosingen qui est presqu'au centre du bassin de Wiltz, l'altitude est de 511 m. On peut donc dire que l'inclinaison générale du plateau est vers le nord.

Ce plateau est traversé du nord au sud par un cours d'eau qui reçoit le nom de Clerf dans sa partie supérieure et prend celui de Sure après son confluent avec la rivière de ce nom qui vient de Belgique. La Clerf-Sure coule donc contre la pente générale du sol, sa source dans les marais de Foll près de Haut-Bellain est environ à 458 m.; son confluent avec l'Alzette, au contact des terrains primaires et secondaires, est à 195 m. Il a donc une pente de 290 m. vers le sud, tandis que le plateau présente une pente de 60 m. en sens opposé.

Rien n'indique que cette vallée soit le résultat d'une fracture. Il est au contraire probable qu'elle s'est creusée peu à peu et par simple ravinement.

Dès la fin de l'âge primaire, lorsque l'affaissement de la région sud permit à la mer triasique de venir couvrir les environs de Luxembourg, les eaux prirent leur cours actuel et le conservèrent pendant l'immense durée des périodes triasique et jurassique, ravinant de plus en plus à mesure que le continent s'élevait et que la mer reculait vers le centre du bassin de Paris. L'affaissement de la région nord de l'Ardenne qui survint vers l'époque sénonienne fut insuffisante pour compenser les effets des affouillements précédents. Le ravinement reprit avec plus de puissance lors du nouveau mouvement de bascule qui enfonça la partie sud de l'Ardenne au commencement de la période éocène. Vers la fin de l'âge tertiaire, il se produisit encore un mouvement en sens inverse qui releva le sud et donna peut-être au plateau sa pente actuelle. Mais les vallées étaient déjà creusées, sans toutefois atteindre la profondeur qu'elles ont maintenant et la direction du cours ne changea pas.

Ce qui vient d'être dit de la Clerf-Sure pourrait se répéter au sujet de l'Our qui lui est parallèle et qui limite à l'Est le Grand-Duché.

Quelques autres ruisseaux secondaires qui coulent aussi du nord au sud, tels que le Kierelbach, affluent de la Wiltz; le Scklierbach et la Blees, affluents de la Sure, ont dû se former dans les mêmes conditions.

En dehors de ces deux rivières, le plateau devonien du Grand-Duché n'est traversé que par deux cours d'eau importants, la Wiltz et la Sure supérieure, qui tous deux coulent de l'O. à l'E. prenant leur source en Belgique et venant se jeter dans la Clerf-Sure.

La Wiltz draine toute la partie du bassin géologique de ce nom à l'O de la Clerf-Sure. Elle ne reçoit d'affluents que sur la rive droite, car à gauche son bassin hydrographique est très restreint. Il est limité aux environs de Wiltz par la crête des quarzites de Berlé, ainsi le Scklierbach, que suit la

route de Wiltz à Luxembourg, prend sa source près de Rullingen à 1 k. de la Wiltz et cependant fait un trajet de 6 kilomètres pour aller se jeter dans la Sure.

La Sure dans le Grand-Duché de Luxembourg se divise en trois parties : la Sure inférieure, entre Ettelbruck et le confluent de l'Our n'est qu'une sorte de canal transversal ou viennent se déverser presque à angle droit toutes les eaux de l'Ardenne luxembourgeoise; la Sure moyenne, entre Gæbelsmühle et Ettelbruck, fait partie du cours d'eau que je viens de signaler sous le nom de Clef-Sure; la Sure supérieure est parallèle à la Wiltz et reçoit presque toutes les eaux qui tombent à la surface des schistes de Kautenbach sur le côté occidental de la Clerf-Sure.

Les eaux du plateau entre la Clerf-Sure et l'Our, au N. d'Hosingen, se partagent entre ces deux rivières; celles de la partie orientale descendent directement dans l'Our par un grand nombre de petits ravins profondément entamés (la différence entre le plateau à Hosingen et la vallée de l'Our à Dasbourg est de 250 m.); celles de la partie occidentale parviennent à la Clerf par l'intermédiaire d'affluents dont le cours est oblique (Weiswampacherbach), ou parallèle (Dorbach) à cette rivière.

Au sud d'Hosingen, le plateau, devenu plus large, est drainé presqu'en son milieu par la profonde vallée de la Blees parallèle à la Clerf-Sure et à l'Our. Elle se rend directement à la Sure inférieure.

On le voit, par les considérations que je viens d'exposer sommairement, il ne suffit pas, pour expliquer la direction des cours d'eau dans un pays, d'étudier son orographie et de mesurer l'altitude des collines ou des plateaux; il ne suffit même pas de connaître sa structure géologique actuelle, la disposition des couches perméables et imperméables, la direction des roches résistantes qui forment barrage ou dont les contournements ont déterminé les méandres de la rivière;

il faut encore faire appel à l'histoire géogénique de la région et rétablir par la pensée les grands mouvements du sol qui l'ont affecté pendant la longue série des âges géologiques.

Toutes les fois que le géographe veut passer du rôle de descripteur à celui de savant, toutes les fois qu'il se pose l'impitoyable **pourquoi?** il voit se dresser devant lui un dilemme également impitoyable, avouer son ignorance ou se faire géologue.

Séance du 22 Avril 1885.

M. **Péroche,** Directeur des Contributions indirectes, à Lille, est élu Membre titulaire.

M. **Smits** lit un rapport sur la Librairie de la Société. A la suite de ce rapport, la Société vote des remerciements à M. Ach. Six pour la façon remarquable avec laquelle la librairie est tenue.

M. **de Guerne** lit un aperçu critique sur la *Géographie du département du Nord*, par M. Waquez-Lalo. Il fait le plus grand éloge de ce petit livre.

M. **Gosselet** fait la communication suivante :

L'année dernière j'ai entretenu la Société des schistes d'Etagnières à Thilay et je les ai rapportés, avec doute toutefois, au silurien moyen[1]. J'y suis retourné cette année avant la poussée des feuilles. J'ai reconnu qu'ils sont à une faible distance de Roc-de-la-Tour et j'en ai profité pour aller voir ce rocher. Je ne le connaissais que par la citation de Dumont qui le désigne comme formé de quarzites devilliens. C'est en effet un quarzite blanc semblable à celui du M[t] Roma et disposé en couches presqu'horizontales. En se désagrégeant à l'air, il a pris des formes arrondies qui l'ont fait comparer

(1) Ann. soc. géol. du Nord, t. XI, p. 246.

à des tours. A son pied, il y a des accumulations de blocs de toutes tailles, un véritable chaos. J'ai cherché dans son voisinage les phyllades aimantifères indiquées par Dumont (¹). Je n'ai pas tardé à trouver, à 100 m. au nord, contre la nouvelle route forestière, des trous peu profonds où on a tiré du schiste aimantifère tout à fait semblable à celui de Deville.

En suivant cette nouvelle route forestière vers l'est, on rencontre, à 200 mètres environ, la jonction de la route qui descend à Thilay en passant par les carrières d'Etagnières. L'angle des deux routes est sur les schistes noirs de Revin; mais entre cet affleurement et les carrières, j'ai recueilli, dans un bois qui venait d'être essarté, quelques débris de phyllade aimantifère et j'ai constaté que ces phyllades s'enfoncent dans les schistes d'Etagnières.

Dans la note précitée je m'étais appuyé, pour séparer ceux-ci du cambrien ou silurien inférieur, sur leur faible inclinaison et sur leur composition lithologique différente de celle de toutes les autres roches cambriennes de la vallée de la Meuse.

Le premier fait a son explication dans l'inclinaison beaucoup plus faible encore du quarzite du Roc-de-Tour. Quand à la différence minéralogique, elle est dans la limite de celles qui peuvent se produire dans les schistes cambriens. Du reste, maintenant que l'attention est portée sur cette roche, on arrivera peut-être à la découvrir dans la vallée de la Meuse vers la base de l'assise de Deville.

Le même Membre présente un travail de M. **Jannel,** sur les tranchées de la nouvelle ligne de chemin de fer d'Hirson à Amagne.

---

(1) Mém. sur les terrains ardennais et rhénan, p. 367.

il faut encore faire appel à l'histoire géogénique d…
et rétablir par la pensée les grands mouvements…
l'ont affecté pendant la longue série des âges g…
Toutes les fois que le géographe veut pas…
descripteur à celui de savant, toutes les fo…
l'impitoyable **pourquoi?** il voit se dre…
dilemme également impitoyable, avouer …
faire géologue.

Séance du 22 Avri…

M. **Péroche,** Directeur des …
Lille, est élu Membre titulaire.

M. **Smits** lit un rapport s…
A la suite de ce rapport, la So… …ée de
M. Ach. Six pour la façon … …mètres d'ar-
librairie est tenue. …mation tertiaire.

M. **de Guerne** lit ur… …, c'est-à-dire presque
du département du Nord, … …ite :
grand éloge de ce petit l…

M. **Gosselet** fait …

…	2m50
…	0m50
…s.	2m
…avec lentilles d'argile gris- …de sable blanc	2m
…exploité sur	2m50

L'année dernière …
d'Etagnières à Thil…
fois, au silurien m…
la poussée des fe…
distance de Ro… …argileux gris représente le passage du sable lan-
ce rocher. Je r… …Mons-en-Barœul à la glaise yprésienne.
qui le désign… …e qui est à remarquer c'est que la ligne de séparation du
effet un qu… …sable argileux et du sable vert est formée par des accumula-
disposé en… …tions d'oxyde de fer donnant naissance à des grès ferrugineux
à l'air, il … …de peu de consistance variant de la couleur jaune au carmin.
On y trouve aussi, mais en petite quantité, des galets de ces
grès ferrugineux et des galets du sable argileux yprésien.

(1) Anr…

De distance en distance on rencontre des lentilles de sable argileux gris ayant l'aspect de blocs qui acquièrent une certaine consistance par la sécheresse. Ce sable renferme des débris végétaux et une grande quantité de parties charbonneuses.

Le croquis ci-dessous, pris dans une sablière près la route de Roubaix, à la côte 40 mètres, donnera une idée de leur position par rapport au sable landénien et à l'argile yprésienne.



a. Blocs de grès ferrugineux.
b. Sable argileux gris.
c. Sable argileux gris-bleuâtre.
d. Sable vert.

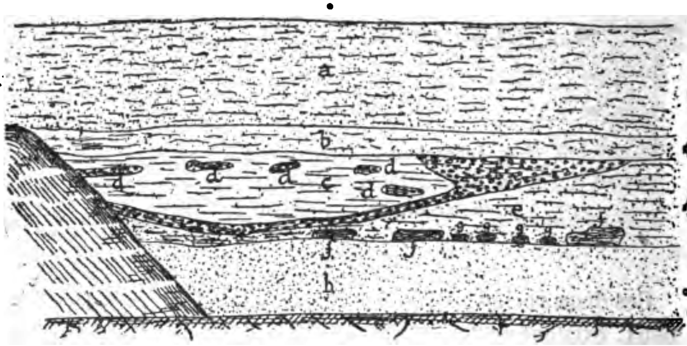
Ces deux roches, sable à débris végétaux et grès ferrugineux, existent partout à Mons-en-Barœul à la séparation du sable vert et de l'argile yprésienne ; la coupe suivante relevée plus bas sur la colline près le chemin de fer de Lille à Roubaix, et qui a un certain intérêt au point de vue du terrain quaternaire permettait aussi de les distinguer.

Le sable vert est exploité sur une épaisseur de 2 mètres, jusqu'au niveau d'eau. Il est recouvert par une argile sableuse gris-bleuâtre qui représente encore ici la couche de passage du sable vert à l'argile des Flandres, ainsi qu'on pouvait le constater à environ 50 mètres de la coupe en question.

Dans ce sable argileux, exploité comme sable de fonderie, est creusée une poche renfermant un diluvium composé

d'éclats de silex, de galets de silex, de morceaux de grès ferrugineux, cités plus haut, et surtout de morceaux d'oxyde de fer presque pur, le tout dans une argile plastique. La poche est comblée par un sable argileux gris-bleuâtre très calcaire avec débris végétaux et nodules calcaires renfermant des lentilles de la couche précédente. Il est surmonté par du limon sableux et du limon des plateaux.

Cette coupe est identique à celle des autres sablières de Mons-en-Barœul, sauf pour le terrain quaternaire dont les deux couches inférieures, argile grise et diluvium, peuvent se rapporter à l'assise inférieure du *quaternaire ancien* de M. Ladrière.



a. Limon des plateaux.
b. Limon sableux.
c. Sable argileux gris-bleuâtre calcaire avec débris végétaux.
d. Diluvium.
e. Sable argileux gris-bleuâtre passant au jaune sous le diluvium.
f. Sable gris avec parties charbonneuses.
g. Grès ferrugineux.
h. Sable vert de Mons-en-Barœul.

M. **Ladrière** fait quelques observations au sujet de la communication précédente.

Le même Membre informe la Société qu'il a trouvé dans une briquetrie, à Haubourdin, à 2 mètres de profondeur et

sur un espace de 40 m. des débris de poteries romaines, des pièrres à aiguiser en arkose, des grès à *Nummulites planulata* et d'autres grès glauconifères.

A Canteleu, il a aussi trouvé des poteries romaines sous 0m50 du limon.

M. **Gosselet** fait observer qu'il serait utile de rechercher l'origine du limon qui recouvre ces débris de l'époque romaine.

Séance du 20 Mai 1885.

M. **Melon**, Ingénieur, Directeur de la Compagnie du Gaz de Wazemmes, est élu Membre titulaire.

M. **Quarré** lit un rapport sur l'état de la Bibliothèque.

M. **Gosselet** fait une communication sur le Taunusien dans le golfe de Charleville.

M. **Ch. Barrois** fait une communication sur la géologie des environs d'Huelgoat, en Bretagne.

M. **Ladrière** présente des silex altérés qu'il a recueillis dans la vallée de l'Aa.

Séance du 3 Juin 1885.

M. Péroche fait la communication suivante :

Les **révolutions polaires** *au point de vue géologique,* *par M.* **Jules Péroche.**

Le noyau terrestre est-il ou non à l'état de fluidité ? C'est le point fondamental de nos théories. Les astronomes ne sont pas tous pour l'affirmative, qui les gêne un peu sous

différents rapports. Quelques physiciens ont la même manière de voir, notamment sir William Thomson. Mais leurs arguments n'ont rien d'absolument démonstratif. Par contre, tous les géologues sont convaincus que le refroidissement du globe n'est pas tel que sa solidification puisse être complète, et il faut bien reconnaître qu'ils ont pour eux les raisons les plus plausibles. Un savant, que la mort nous a malheureusement enlevé dans ces dernières années, M. Roche, s'est du reste livré à des calculs dont le résultat est de nature à mettre tout le monde d'accord. Il a établi que, lors même que le noyau de la terre serait à l'état igné, il n'en aurait pas moins la consistance et la stabilité que réclame l'astronomie. L'énorme pression des couches les unes sur les autres suffirait pour les lui donner. Seulement, la nappe la plus rapprochée de l'écorce durcie, qui n'aurait, elle, à supporter que le poids de cette écorce, conserverait une complète liquéfaction, celle des laves. Eh bien ! que la fluidité de la masse intérieure du globe soit plus ou moins complète, du moment où elle existe sous son enveloppe extérieure et en contact avec elle, cette enveloppe ne saurait être immobile. Elle doit forcément se déplacer, et c'est sur ce fait que nous nous appuyons.

Sous quelle influence les déplacements de la croûte terrestre doivent-ils se produire? Tout simplement sous celle des attractions qui déterminent le mouvement de la précession des équinoxes.

Tout le monde sait que la terre tourne sur elle-même en vingt-quatre heures et qu'elle tourne autour du soleil en 365 jours. Nous laissons de côté les fractions. On sait aussi que la terre n'a pas son axe de rotation perpendiculaire au plan de son orbite, mais qu'il est incliné de 23 degrés 1/2. C'est du mouvement annuel de translation de la terre autour du soleil et de l'inclinaison de son axe que découle en partie le balancement précessionnel. Mais il faut préciser en quoi consiste ce balancement.

L'axe terrestre n'est pas toujours dirigé vers les mêmes points de l'espace. Cette direction change lentement et progressivement, de sorte qu'en un temps qui a pu être calculé, après avoir fait une sorte de tour sur elle-même, la terre revient exactement à la position qu'elle avait d'abord occupée. Le mouvement précessionnel a reçu aussi le nom de mouvement conique, en raison justement de sa forme. Déterminé par les attractions qui agissent sur le ménisque équatorial, on comprend que le balancement ne peut s'éffectuer qu'à l'inverse du mouvement de la rotation. Or, c'est également dans le même sens que se produiraient nos glissements, et alors que le mouvement précessionnel s'observe surtout par les différences dans la direction de l'axe terrestre, le nôtre, sans se confondre avec l'autre, ne peut se constater que par les variations se rattachant aux latitudes.

Pour bien faire comprendre le mouvement de la précession, Delaunay a supposé à la terre un autre satellite que la lune, très rapproché de notre planète, et occupant, par rapport à l'écliptique, une position analogue à celle d'un point quelconque de notre équateur. Il a alors montré que les attractions devraient forcément lui imprimer un mouvement identique à celui de la précession même. Mais pour appliquer sa théorie à la terre, il a dû considérer le bourrelet équatorial comme ne faisant avec le globe qu'un seul tout d'une égale solidification. Or, si son noyau est resté à l'état fluide, est-ce que la croûte, par une sorte de dissociation, ne doit pas s'en séparer et éprouver un entraînement particulier? C'est de cet entraînement que naissent nos glissements.

Il n'y a pas à considérer ici que l'influence solaire; celle de la lune s'y ajoute nécessairement. Mais, bien que différente à certains égards, elle n'en conduit pas moins aux mêmes résultats. Alors que la terre est inclinée sur son orbite, l'orbite lunaire est, de son côté, incliné sur l'écliptique. C'est

ce qui fait que son action, au fond, est exactement la même et elle s'exerce sur la croûte terrestre tout aussi bien que sur l'ensemble du globe, concourant ainsi à ses déplacements qu'elle accélère dans la mesure même de sa puissance propre.

Si nos glissements se produisaient avec des durées simplement égales à celles du balancement précessionnel, qui sont de 21,000 ans, en tenant compte d'un autre mouvement, celui de l'orbite, que nous n'avons pas à étudier ici, ils ne répondraient assurément pas au besoin de justifications auquel nous avions à satisfaire. Mais, par cette raison qu'ils sont infiniment plus lents, ils embrassent aussi des révolutions infiniment plus longues. Nous les avons évaluées à 12 ou 1,300,000 ans, durée qui répondrait à nos grande périodes géologiques. Pour en déterminer la mesure, nous avons eu à nous baser, non seulement sur l'excentricité actuelle de notre orbite et sur ses effets, mais encore sur ceux qui doivent résulter des variations de cette excentricité.

Elliptique comme tous les orbites des grands corps célestes, le nôtre a une excentricité qui est, au minimum, 0,0033, en fraction d'une unité de son demi-grand axe. Mais son maximum s'élève jusqu'à 0,0777. A notre époque, elle est de 0,0168. Ces chiffres sont acquis, et c'est par Le Verrier lui-même que les deux extrêmes ont été donnés. Nos glissements seraient donc actuellement très faibles. Mais ils s'accroîtreraient, à certaines époques, dans une forte proportion. L'excentricité lunaire doit aussi intervenir ici. Mais si nous savons ce qu'elle est de nos jours (0,0548), nous ignorons entièrement ce qu'elle a été dans le passé et ce qu'elle pourra être dans l'avenir. Aucun calcul n'a encore été fait à cet égard. Nous n'avons donc pu, en ce qui concerne notre satellite, recourir qu'à de simples conjectures. Ses mouvements sont subordonnés à ceux de la terre ; mais ils subissent en même temps l'influence du soleil, qui l'attire d'autant plus que notre excentricité est plus forte. Nous les avons néan-

moins considérés comme devant peu s'écarter, dans l'ensemble, de leurs rapports actuels. Nous avons eu, en outre, à tenir compte de ce fait que les glissements doivent s'accélérer d'autant plus que les frottements, par suite de cette accélération, s'atténuent davantage. C'est ainsi que nous sommes arrivé aux approximations qui nous ont donné de 12 à 1,300,000 ans pour nos révolutions polaires. Incontestablement, il reste en cela une assez forte part d'incertitude, accrue encore par ce double fait que le plan de l'orbite lunaire peut se modifier tout aussi bien que son excentricité et que sa forme elle-même peut varier. Mais les glissements n'en restent pas moins certains, et, à supposer que nos mesures ne soient pas exactes, nos théories auraient tout aussi bien leur raison d'être.

Un point important à déterminer, c'était le sens et l'amplitude du balancement polaire ou, plus exactement, de la croûte terrestre par rapport aux pôles, car, on l'a compris, l'axe de rotation resterait fixe et c'est la croûte du globe qui, seule, se déplacerait par rapport à lui.

Nous avons dit que notre mouvement ne peut, comme celui de la précession, s'opérer qu'à l'inverse de la rotation. Mais où en sommes-nous de notre situation polaire et jusqu'à quel point nous sommes-nous éloignés du pôle ou nous en sommes-nous rapprochés? C'est aux immersions glaciaires que nous nous sommes adressé pour avoir la réponse à cette question.

Les immersions glaciaires n'ont pu être qu'une des conséquences de l'aplatissement polaire. L'aplatissement polaire se limite au cercle polaire. Les immersions glaciaires se seraient donc étendues à environ 23 degrés de chacun des points qui auraient passé par les pôles. En Russie, on les trouve à la pointe orientale de la Mer Blanche, et, plus bas, elles s'arrêtent à la hauteur de St-Pétersbourg. En Pologne et en Prusse, elles s'éloignent peu des rivages de la Baltique.

Plus près de nous, on les retrouve en Hollande et au sud de l'Angleterre. En France même, elles se sont marquées, selon notre savant collègue, M. Ch. Barrois, à l'extrémité occidentale du Finistère. Aux États-Unis, leurs limites s'abaissent encore, puisqu'elles descendent, de ce côté, jusqu'au 38e parallèle. Enfin, sur les rivages du Pacifique, elles se sont arrêtées, d'après Darwin, vers le 46e, alors qu'en Asie, elles ne sont pas allées au delà du cercle polaire actuel, sauf probablement aux approches du détroit de Behring. Les déplacements, pour notre pôle, se seraient donc effectués vers l'ouest. Pour retrouver la trajectoire polaire elle-même, nous n'avions plus qu'à nous reporter à 23 degrés en dedans de ce premier grand cercle. Or, ce cercle intérieur mesure 15 degrés de rayon, soit 30 degrés de diamètre. Les déplacements polaires auraient donc eu cette amplitude. En fait, toutes les parties du globe se seraient rapprochées ou éloignées des pôles ou de l'équateur, d'une distance égale à ces 30 degrés, et, il est facile de comprendre quelle influence un pareil balancement a pu avoir pour les températures, sans parler de ses autres conséquences (1).

Il convient de bien se rendre compte de l'action polaire par rapport aux immersions glaciaires.

Partout où les immersions glaciaires se sont produites, on a eu à relever des mouvements du sol de diverses natures. Les constatations de ce genre ont surtout été précisées dans les Iles-Britanniques. D'abord, le sol s'exonde, puis il s'abaisse et, pendant plus ou moins longtemps, il conserve son dernier niveau. Plus tard, il s'immerge et ce n'est qu'à la fin que les eaux l'abandonnent. Que doit-il se passer avec nos glissements et avec l'aplatissement polaire? Quand une région voisine de l'aplatissement y pénètre, un premier effet se produit : les eaux, plus mobiles que les terres, commencent par obéir aux forces agissantes : elles se retirent

(1) Voir notre planche.

et laissent au sol un degré d'émersion plus marque. C'est l'état du début. Plus tard et peu à peu, le sol subit à son tour la loi de l'aplatissement : il s'abaisse lui-même et reprend quelque chose du niveau comparatif qu'il avait d'abord eu. Après un temps plus ou moins long, la région tend à sortir de l'aplatissement. Elle reprend progressivement sa place dans la courbe générale du globe ; mais ce sont les eaux qui, cette fois encore, obéissent les premières à l'appel, et alors, à l'opposé du premier effet, elles viennent recouvrir les terres, qui ne s'exondent que lorsqu'elles se sont elles-mêmes relevées dans la mesure voulue. Tout cela n'est-il pas entièrement concordant et absolument rationnel ? En définitive, les immersions glaciaires ne seraient que la fin du phénomène, et commencées, pour l'Europe, par la pointe du Finistère, elles s'achèveraient aujourd'hui par la Suède et la Laponie. Le fait ne s'atteste-t-il pas d'ailleurs d'une manière qu'on peut qualifier d'évidente dans le relèvement si particulier du golfe de Bothnie, sorti justement le dernier des limites de l'aplatissement.

Déterminer le cercle des stations polaires ne suffisait pas pour avoir l'explication de nos révolutions polaires, avec leurs durées, si différentes de celle du balancement précessionnel ; mais cela ne pouvait que nous y conduire.

Beaucoup plus tôt refroidie là que sur les autres points du globe, la croûte terrestre n'a pu que s'y épaissir plus rapidement et plus profondément. Il y aurait donc sur ce point une sorte d'amas lenticulaire, non pas autour même des pôles, mais dans l'espace circulaire marqué par leur trajectoire. Par suite de la rotation, tous les méridiens sont soumis aux mêmes attractions ; mais les entraînements de la croûte terrestre ne pourraient se réaliser que dans le sens des bords de l'encroûtement lenticulaire, agissant comme pivot, et les entraînements se produiraient, pour nous, dans le sens d'un abaissement vers l'équateur, alors qu'ils ne

pourraient se produire, pour la région opposée, celle du Pacifique, que dans le sens d'un relèvement vers le pôle, et que, pour l'Amérique et pour l'Asie, ils ne s'opéreraient qu'en longitude. Mais pourquoi cette marche leur serait-elle imposée? D'une part, nous l'avons dit, parce qu'ils ne peuvent avoir lieu qu'à l'opposé de la rotation; d'autre part, parce que l'épaisseur même de l'encroûtement s'opposerait à ce qu'ils se réalisassent dans la direction de son centre. Toutefois, le principal effort des attractions n'agirait pas toujours de notre côté. Les entraînements s'accélèrent dans la mesure de l'excentricité et en raison de la position du globe sur son orbite. Nous avons actuellement nos hivers au périhélie, c'est-à-dire que le globe occupe, de nos jours, une position qui veut que les glissements soient surtout provoqués dans notre sens. Mais, dans 10,000 ans, le pôle austral, avec l'aide de la précession, sera venu y occuper une position analogue. C'est alors de son côté que les attractions passeront plus particulièrement. L'effet n'en restera pas moins le même. Seulement, les entraînements se seront portés dans la direction du 180e degré de longitude, soit à l'opposé de notre méridien, et, de ce côté, ce sera dans le sens de son relèvement qu'ils se produiront, relèvement qui ne sera, en réalité, comme aujourd'hui, que l'équivalent de notre abaissement. Il ne saurait, au surplus, en être autrement là non plus, puisque l'encroûtement polaire, dans l'hémisphère austral, existant à l'est du pôle et non à l'ouest comme le nôtre, se trouverait alors placé exactement dans les mêmes conditions pour la réalisation de notre action. En résumé, au fur et à mesure des glissements, les entraînements passeraient, du côté de chaque pôle, d'un méridien à l'autre, ct c'est ainsi que s'accomplirait, dans son ensemble, notre révolution polaire, qui, relativement à la précession, et à part certains cas temporaires de déviation, ne décrirait dans sa marche que des portions d'ellipses plus ou moins

allongées, correspondant aux demi-révolutions qui lui sont propres.

Nous venons de parler de déviations. Elles auraient surtout deux causes : les excès d'attraction dans les époques de forte excentricité et les grandes dénivellations du sol. Mais ces déviations ne pourraient jamais être considérables ni avoir une longue durée, le mouvement général devant nécessairement et toujours reprendre son cours assez promptement.

Sur la base de l'excentricité actuelle, les glissements polaires pourraient ne pas dépasser 9 secondes d'arc par siècle, mais, variables comme elle, ils pourraient, avec le maximum, aller fort au delà. Trouve-t-on au moins, dans l'observation de nos latitudes, et pour notre époque, le témoignage d'un déplacement correspondant à nos 9 secondes? Nous croyons que celles applicables à l'observatoire de Paris nous fournissent cette attestation, qu'on peut également retrouver de différents autres côtés, notamment dans les déterminations relatives à Formentera. A Formentera, en 1808, Arago trouve 38° 59' 56". En 1827, Biot n'a plus que 38° 59' 53". A Paris, en 1811, les déterminations donnent de 48°50'11" à 48°50'15"; en 1815, on trouve 48° 50' 16". En 1863, on descend à la moyenne de 48° 50' 10". La décroissance ne s'y accuse-t-elle pas assez manifestement, et Pulkowa en fournit une autre preuve. Il est certain d'ailleurs que les glissements ne sauraient s'effectuer d'une manière ni régulière ni uniforme. La constitution de l'écorce terrestre est loin d'être partout la même, et des résistances plus ou moins grandes ne peuvent que se produire, selon les lieux. Les probabilités seraient bien, en tout cas, en notre faveur.

Les déplacements, à l'équateur, et dans le sens longitudinal, ne pourraient, on le comprend, que s'accélérer beaucoup plus que ceux s'opérant dans le sens des latitudes. Le chemin à parcourir là, dans la direction indiquée, s'étendrait forcément, pour chacune de nos révolutions, aux 360 degrés

qu'embrasse le pourtour du globe, alors que les déplacements polaires, sur la base de notre trajectoire, n'en comprendraient guère que 94. Le complément d'action nécessaire se trouverait dans les influences combinées du soleil et de la lune, à l'époque des équinoxes, et elles suffiraient amplement pour justifier la rétrogradation, sensiblement plus forte, qui se produirait là, laquelle resterait ainsi en rapport avec le surplus du mouvement.

Il y a des coïncidences qui sont, pour le moins, surprenantes, lorsqu'on ne veut pas les considérer autrement. Le centre du cercle de nos stations polaires occupe le 76e degré de longitude ouest. Le pôle magnétique n'en est que peu éloigné. Sans doute, ce dernier pôle se déplace ; mais il n'évolue guère que du côté de notre encroûtement. Ne pourrait-on admettre qu'il y a là, plus ou moins fixé dans l'encroûtement, un amas de ce fer natif que M. Daubrée suppose exister en abondance à peu de distance en profondeur au dessous de la croûte solidifiée?

Autre chose. Un ralentissement a été constaté par M. Delaunay dans la rotation de la terre. Il l'a attribué en partie au frottement des marées contre les continents, et un astronome anglais, M. Airy, le savant Directeur de l'observatoire de Greenwich, a calculé que cette cause pouvait, en effet, concourir au ralentissement établi. Mais, comme Delaunay l'avait fait dans un autre cas, M. Airy a, lui aussi, considéré la terre sans distinguer entre sa partie solide et sa partie fluide. Si la croûte n'a pas la fixité qui a été supposée, combien une pareille cause ne doit-elle pas agir sur elle plus particulièrement? Nos glissements trouveraient là une autre confirmation, que les marées intérieures peuvent elles-mêmes attester plus pleinement encore.

Le problème des variations dans la rotation de la terre vient d'être repris par sir William Thomson. Accélérée de 3 secondes de temps par siècle, par suite des mouvements

de l'atmosphère, la rotation se ralentirait, selon lui, de 25 secondes dans le même laps de temps, sous l'action des marées. De sorte que la différence resterait de 22 secondes. Nos déplacements en longitude correspondraient à un retard séculaire qui n'atteindrait même pas 7 secondes. Dans le chiffre donné par l'éminent physicien de Glascow, nous aurions donc même beaucoup plus que ce qui nous est nécessaire. Il est vrai que la rétrogradation, dans le sens équatorial, pourrait se produire dans une mesure qui dépasserait très sensiblement celle qu'exigerait, au minimum, notre révolution polaire, par cette raison que, de ce côté, ni l'aplatissement, ni le renflement, ne viendraient, comme dans l'autre sens, faire obstacle aux glissements. Les déterminations de sir William Thomson ne nous offriraient pas moins, même dans ce cas, les justifications dont nous aurions besoin.

Un dernier mot au sujet de notre trajectoire polaire.

Dans l'hémisphère austral, on l'a vu, les déplacements polaires s'effectueraient à l'est, mais dans une position exactement correspondante à ceux de notre hémisphère, qui se portent à l'ouest. Les mouvements du sol et des mers se sont certainement produits là comme de notre côté. Seulement, les terres y font en grande partie défaut et les constatations ne peuvent elles-mêmes que nous y manquer. L'action glaciaire s'y est du moins empreinte d'une façon également assez nette, et il est à remarquer que, bien que plus éloignées actuellement du pôle, l'Australie méridionale et la Nouvelle-Zélande en ont été plus affectées que la partie extrême de l'Amérique. C'est que ces points s'en seraient beaucoup plus rapprochés. Le rapprochement, pour Melbourne, par exemple, serait allé jusqu'à 25 degrés, alors que la Terre-de-Feu en serait, pour le moins, restée éloignée de 38. Le cap de Bonne-Espérance, à la pointe de l'Afrique, aurait été moins atteint encore. Son plus grand

rapprochement ne serait même pas allé jusqu'à 41 degrés. A défaut des immersions glaciaires, l'hémisphère austral nous fournit bien, on le voit, des témoignages qui ne sont guère moins concluants.

Revenons brièvement aussi sur deux des autres points auxquels nous avons touché.

Des modifications dans l'obliquité du plan de l'orbite lunaire auraient certainement des conséquences sur la marche de nos glissements. Celles survenant dans l'obliquité du plan de l'orbite terrestre se feraient sentir de la même manière. Seulement, ces dernières, qu'on connaît, restent minimes et cela nous a permis de ne pas nous y arrêter. Relativement au déplacement des attractions et, conséquemment, des entraînements qui en découlent, nous avons à faire observer qu'ils ne se produisent pas seulement par suite du balancement précessionnel, mais qu'ils ont également lieu, chaque année, par suite du passage de la terre aux deux extrémités du grand axe de son orbite. A l'hiver, on le sait, correspondent nos abaissements ; à l'été se rapportent les relèvements de la région du Pacifique. Les deux actions, bien qu'intervenant dans des sens différents, concourent donc, là aussi, exactement au même résultat, et ce qui ce passe du côté de notre hémisphère se reproduit nécessairement du côté de l'hémisphère austral. Mais notre été se présentant à l'aphélie, c'est-à-dire sur le point le plus éloigné de l'orbite, ces derniers effets n'auraient naturellement pas l'importance des autres. Ainsi, plus ou moins puissantes, soit qu'elles émanent du soleil, soit qu'elles viennent de la lune, les attractions ne cessent pas de s'exercer relativement à notre globe et c'est en raison surtout de cette continuité que rien n'interrompt, que s'accompliraient les grands phénomènes que nous avons à leur attribuer.

Maintenant que nous avons essayé de mettre en lumière nos glissements et leurs causes déterminantes, il nous faut

montrer les conséquences qu'ils ont pu avoir au point de vue géologique.

On comprend jusqu'à quel point les températures ont dû en être influencées, et elles l'auraient été d'autant plus, dans les temps primitifs, que la chaleur aurait été plus forte à l'équateur et que le cercle de nos révolutions polaires, limité aujourd'hui à 15 degrés de rayon, aurait pu, par suite de la moindre épaisseur des couches solidifiées, s'étendre peut-être jusqu'à 22 ou 23 dégrés. Mais, sous ce rapport, une autre action serait venue s'ajouter à la principale, celle de la précession même, sur la base de l'excentricité. Les saisons se déplacent avec la précession; mais si notre orbite était simplement circulaire, elles ne pourraient que conserver leur caractère. Avec l'excentricité il n'en saurait être ainsi. Selon les phases, la précession ajoute donc ou retranche aux autres effets. C'est une autre de nos théories et nous croyons l'avoir établie d'une manière peu contestable. Avec ces deux actions, mais plus particulièrement, bien entendu, avec la première, toutes nos végétations fossiles s'expliquent, y compris celles dont les restes occupent des points qui, aujourd'hui, confinent au pôle. Plus de mystère relativement aux plantes du carbonifère. Plus rien non plus de cette ombre si épaisse restée répandue sur les temps quaternaires! La lumière se fait sur tout et non moins bien sur les époques intermédiaires que sur celles-là. Ce n'est pas tout. Les mers, à toutes les époques, ont avancé ou reculé. Ne se sont-elles pas déplacées en même temps et comme les centres auxquels elles appartenaient? Avec les rapprochements équatoriaux, nous avons eu les mers équatoriales; avec les rapprochements polaires, nous avons eu les mers polaires, et, ce qui est non moins significatif, c'est que ces mouvements, autant qu'on peut en juger, n'ont jamais été qu'alternatifs et sont toujours restés en corrélation avec ce que devaient être les situations en latitude. Des exemples nous en sont particulièrement

fournis par les périodes jurassique et crétacée, ainsi que par l'époque tertiaire, qui n'ont été que des équivalents cosmiques. Enfin, nous avons les soulèvements de montagnes. Or, ces autres phénomènes auraient eux-mêmes coïncidé, là où les calculs ont permis ces rapprochements, avec les grandes excentricités. Nous faisons remonter la fin de l'éocène à un peu moins de 950,000 ans. A cette époque correspond le soulèvement de la Sardaigne et celui de la Corse. L'excentricité a été de 0,0517. A l'époque du miocène inférieur se rapporte le soulèvement des Alpes du Dauphiné. L'excentricité s'est élevée à 0,0749, presque le maximum. Lors du miocène supérieur, apparaissent les Alpes maritimes; excentricité : 0,0575. Avec le vieux pliocène, c'est le tour des Apennins ; excentricité : 0,047. Dans le milieu des temps quaternaires se soulèvent les Alpes principales et les Andes ; autre excentricité de 0,0575. A la fin de cette dernière époque, on a les Açores et le mont Ventoux ; excentricité : 0,0473. Depuis, plus de fortes excentricités et aussi plus de ces grands évènements géologiques.

Prétendrions-nous que les attractions seules suffiraient pour déterminer les grands brisements dont il s'agit? Nullement. La principale cause en existe dans la contraction du noyau central. Mais les poussées aident aux plissements qui naissent de cette contraction. Des soulèvements plus ou moins étendus en sont la suite, et, une rupture survenant, les eaux de la surface, qui pénètrent dans les profondeurs des couches, complètent la formation. Alors, en effet, par suite de leur contact avec les matières ignées, elles donnent lieu à de formidables dégagements de vapeurs qui ne peuvent qu'achever l'œuvre. Ce qui prouverait bien, à notre sens, que les glissements sont pour beaucoup dans les soulèvements de montagnes, c'est justement l'immense accumulation de croûte qui en constitue les massifs. D'où viendrait cette croûte si elle n'avait pas été poussée là ? Ajoutons que l'action volca-

nique s'est elle-même révélée dans chacun des cas de grande excentricité que nous connaissons. Le miocène et le quaternaire en font particulièrement foi.

Nous aurions voulu donner plus de développement à ce rapide exposé. Plusieurs fois déjà, nous avons essayé d'appeler un peu d'attention sur nos théories. Peut-être trouvera-t-on qu'elles reposent aujourd'hui sur des bases plus larges et plus sûres que celles sur lesquelles nous les avions assises tout d'abord. Si la Société veut bien ne pas considérer notre communication comme trop insuffisante, nous ne pourrons que nous féliciter de la lui avoir faite.

A propos de la communication de M. Jules Péroche, M. **Achille Six** rappelle le discours prononcé par M. Schiaparelli, lors de la réunion du Club alpin italien à Biella, en 1883 (1). Cette question des changements de position de l'axe de rotation du globe terrestre a une importance capitale pour l'étude de la géologie cosmique, tout le monde le reconnaît facilement, mais combien peu de savants, même de géologues, en ignorent non seulement l'importance, mais encore l'existence. Ouvrons les meilleurs traités de géologie, nous n'y verrons pas qu'elle eût eu quelque influence sur les théories géogéniques ou géologiques qu'on y expose, bien qu'elle soit depuis longtemps posée et discutée de tous côtés par les mathématiciens et les physiciens les plus distingués. Elle a été dans ces derniers temps l'objet de discussions tout particulièrement intéressantes tant à cause de l'importance du sujet que par le soin et la rigueur qui y ont été apportés. Ce sont principalement des savants anglais qui l'ont pour ainsi dire mise à l'ordre du jour et, bien qu'ils soient arrivés à des résultats très divers, les travaux de J. Croll, G. Darwin,

(1) *Schiaparelli* : Il movimento dei poli di rotazione sulla superficie del globo. Bolletino del Club alpino italiano. Torino, vol. XVI, p. 9, 1883.

Fisher, Houghton, William Thomson, etc., écrits à cette occasion, sont de précieux documents pour qui voudra, comme l'a fait Schiaparelli, se rendre compte de la marche des phénomènes et l'interpréter.

Une longue suite d'observations, faites aux observatoires de Kônigsberg, Pulkowa et autres, a montré que la hauteur polaire, la latitude de ces points changeait avec le temps : *tous* semblaient transportés un peu au sud. Il est vrai que la quantité dont ils s'étaient déplacés était tellement faible (30 à 40 mètres par siècle), qu'on aurait pu la faire rentrer dans la limite des erreurs d'observation, mais, comme le fait si ingénieusement remarquer le savant astronome de l'observatoire de Milan, si nous ne pouvons actuellement avoir une idée juste de l'exacte quantité qui mesure ce transport, nous pouvons tenir comme certain le sens dans lequel il s'est produit et nous ne pouvons pas en tout cas nier son existence réelle. C'est la conclusion logique qui découle nécessairement de ces deux faits : 1° que le déplacement en question a été observé en des points différents; 2° que la direction de ce déplacement a été trouvée la même partout en Europe.

Sans insister plus longuement sur les conséquences que le déplacement des pôles exercerait sur le climat, sur le niveau de la mer, sur la configuration géographique, et laissant de côté les conclusions que l'on peut en tirer au point de vue de l'histoire géologique du globe, et que d'ailleurs M. Péroche a parfaitement mises en lumière, occupons-nous, avec M. Schiaparelli, des causes premières possibles de ce dérangement, causes pour lesquelles sa théorie diffère quelque peu de celle de notre savant confrère. C'est dans le travail géologique incessant qui construit et démolit sans cesse les différents segments de notre planète, dans les déplacements des masses par transformation géologique que, comme ses prédécesseurs, Schiaparelli chercha ces causes. On avait cru, avant lui, pou-

voir attribuer ces changements de centre de gravité de la croûte terrestre au redressement des terrains, aux soulèvements de montagnes, à l'enfoncement des continents sous les eaux, en un mot, aux oscillations lentes ou brusques éprouvées par la crême qui flotte à la surface du liquide interne. On ne peut pas nier l'efficacité de cette cause, mais elle n'est pas suffisante. Pour l'astronome italien, il faut de plus tenir compte de l'influence de la dénudation et du transport des sédiments par les fleuves et les rivières ; ces agents auraient même, d'après lui, une importance beaucoup plus considérable que celle des bouleversements en bloc ; c'est là le point nouveau de sa théorie et cela constitue pour elle une différence fondamentale avec les autres, je dirai plus, un grand progrès sur celles de ses prédécesseurs. Telle serait l'influence de ce transport de matière grain à grain du sommet des montagnes vers les abîmes marins que, par exemple, le redressement de la puissante masse de montagnes qui sépare le désert de Gobi de la plaine indienne (Himalaya et plateau du Tibet) ne déplacerait l'axe de la terre que de douze mètres, tandis que son ablation et la répartition de sa matière dans l'océan Indien lui ferait subir un dérangement de 1,950 mètres.

Mais, dira-t-on, pour faire ces calculs et donner ces exemples, il faut avoir une notion exacte de l'état dans lequel se trouve le centre de notre planète. Ils différeront considérablement suivant qu'on admettra que la terre est complètement solide ou tout à fait liquide à l'intérieur, ou, enfin, qu'elle a une plasticité limitée. Rien n'est plus juste que cette observation ; mais, si nous soumettons cette question à la discussion, nous voyons qu'un déplacement polaire de 30 à 40 mètres par siècle est incompatible avec l'hypothèse d'un noyau central complètement solide ; il s'accorde d'ail-

leurs complètement avec les deux autres hypothèses. Après les belles recherches de W. Thomson, on ne peut plus accepter l'entière liquidité de l'intérieur de la terre; il ne reste plus à admettre que l'hypothèse d'une plasticité limitée qui s'accorde du reste parfaitement avec tous les faits observés.

Dans cette hypothèse, un grand déplacement de masses à la surface ou dans l'épaisseur de la croûte terrestre, causé par des transformations géologiques, force l'axe de la terre à se mouvoir suivant un cercle autour de sa place virtuelle. Supposons un redressement subit du Haut-Plateau du Tibet, de l'Himalaya, du Pamir, etc., en un mot, de la masse montagneuse dont nous parlions tout à l'heure et qui sépare la Mongolie de l'Inde; le pôle nord sera animé de ce fait d'un mouvement circulaire perpétuel autour de cette masse. Partant de sa position actuelle, il entrerait à l'est du Japon dans l'océan Pacifique, arriverait aux Moluques dans l'océan Indien, passerait par Zanzibar, Tripoli, la mer Tyrrhénienne, le Piémont, la vallée du Rhin et la mer du Nord pour revenir à son point de départ et recommencer cette révolution; de longues périodes de temps sépareraient naturellement deux retours consécutifs à la position primitive. Il va sans dire que cette divagation du pôle ne serait telle que dans le cas où il n'y aurait pas d'autres transformations géologiques contemporaines de celle qui affecterait la région centrale de l'Asie. D'autres changements concomittents apporteraient d'autres éléments, d'autres composantes au mouvement produit, de sorte qu'en réalité le mouvement du pôle est irrégulier et très embrouillé. Le facteur ajouté à l'équation de ce mouvement par M. Péroche vient encore compliquer ce problème de mécanique si intéressant et le graphique d'une révolution polaire ne peut manquer d'être aussi bizarre que celui d'un navire en marche; notre pyroscaphe, abandonné sur les flots de l'immensité, souffre aussi tangage et roulis.

M. Schiaparelli termine son discours en insistant sur le caractère très hypothétique des idées qu'il vient d'exposer; on ne doit pas se faire d'illusion à cet égard; il faut encore de nombreuses et minutieuses observations pour les vérifier et les éclaircir et on pourra alors fonder sur elles une opinion décisive avec plus de certitude que maintenant. A l'heure actuelle, il est un fait incontestable bien établi et dont on peut user pour l'explication de bien des phénomènes géologiques naguère encore inexplicables; au point de vue théorique, l'hypothèse du déplacement de l'axe terrestre ne rencontre pas de difficulté; ses causes, comme ses effets, sont multiples; l'analyse n'en est encore qu'à peine commencée; la mise en équation du problème demande encore du temps et des travailleurs. En attendant, ne rejettons pas cette hypothèse, comme le font de très nombreux, de trop nombreux géologues qui dédaignent d'approfondir cette question. « Si « les géologues sont conduits, par l'examen des résultats « acquis de leur science, dit Schiaparelli, à supposer sur la « terre de grands changements de latitude, l'astronomie est « très loin de leur opposer un veto absolu. »

Pourquoi les géologues repousseraient-ils le secours d'une science qui vient au devant d'eux? On ne peut plus prétendre aujourd'hui, comme jadis, que ces sortes d'hypothèses, qui ont leur point de départ dans l'astronomie, offrent des difficultés insurmontables. Tout au plus pourrait-on les classer maintenant dans le « roman de la science, » ce qui, d'ailleurs, n'ôterait absolument rien à leur mérite; il est évident que d'Omalius d'Halloy, l'inventeur de cette expression bien vraie, mais bien perfide, jugeait les hypothèses des autres d'après les siennes propres, lui qui pensait, entre autres fantastiques suppositions, que les galets et les argiles pouvaient être crachés par les volcans!

M. **Ladrière** présente à la Société des poteries de

différents âges qu'il a recueillies dans le limon des environs de Lille.

M. Charles Barrois fait la communication suivante :

Sur les derniers **tremblements de terre** *de l'***Andalousie,** *leur épicentre, la vitesse de propagation de l'ébranlement et la profondeur du centre d'ébranlement,*

par M. **Ch. Barrois.**

J'ai l'honneur de communiquer à la Société les observations que j'ai faites, en Andalousie, sur le dernier tremblement de terre, en compagnie de MM. Bergeron, Marcel Bertrand, Bréon, Kilian, Michel-Lévy, Offret, sous la direction de M. Fouqué, membre de l'Institut.

Ce n'est pas une œuvre personnelle que je soumets ici à la Société ; c'est un aperçu du résultat de ce voyage en commun, tel qu'il a été présenté par M. Fouqué, dans les rapports qu'il a faits à l'Académie des Sciences, comme chef de la mission envoyée en Andalousie (séances du 2 Mars, des 20 et 27 Avril 1885).

La partie de l'Andalousie qui a été le théâtre du tremblement de terre forme une vaste région, occupée par des roches sédimentaires ou métamorphiques, comprise du N. au S. entre Grenade et Malaga, limitée à l'est par le massif de la Sierra Nevada, et à l'ouest par le massif de la Sierra de Ronda.

Les localités ayant présenté le maximum des désastres sont : Periana, Canillas de Aceituno, Zafarraya, Ventas de Zafarraya, Albama, Santa-Cruz, Arenas del Rey, Jatar, Jayena, Albunuelas et Murchaz. Ces points se signalent non-seulement par la ruine des édifices et par la mortalité qui en a été la conséquence, mais encore par le caractère des secousses qui y ont été ressenties. Ces secousses ont été essentiellement

dirigées dans le sens vertical, trépidatoire; elles ont lézardé les murs de fentes symétriques par rapport à la verticale, brisé les tuiles sur les toitures et fait sauter les carrelages des planchers. L'épicentre déterminé par ces phénomènes forme une ellipse allongée de l'est à l'ouest, d'environ 40^km^ de long sur 10^km.^ de large. Elle est traversée dans le sens de sa longueur par le massif montagneux de la Sierra Tejeda dont les crêtes la coupent un peu obliquement de O.-N.-O. à E.-S.-E., de telle sorte que, parmi les localités précitées, une seule, Canillas de Aceituno, se trouve au sud de la chaine.

Une seconde zone, moins éprouvée, comprend les localités qui ont eu à souffrir de mouvements oscillatoires, paraissant partir de l'épicentre; c'est ainsi, par exemple, que les secousses ont été senties venant du N.-E. à Malaga, du N. à Velez-Malaga, à Sedella, à Alcaucin, du N.-O. à Motril, du S.-O. à Grenade. Cette zone, beaucoup plus vaste que la précédente, est remarquable surtout par son prolongement au S.-O. La plus grande longueur mesurée de Guadix à Estepona est d'environ 200 kil., sa plus grande largeur comptée de Albuñol à Montefrio est de 100 kil. La direction de son allongement du N.-E. au S.-O. est différente de celle du grand axe de l'épicentre. L'influence de la Sierra Nevada à E., et de la Sierra de Ronda à O., sur sa délimitation, est évidente.

Les savants sont généralement d'accord pour considérer les tremblements de terre comme les conséquences de chocs; ces chocs procédant de la profondeur, on ne peut voir directement leur cause. Chaque choc produit des ondes à partir du centre d'ébranlement et le point où celles-ci arrivent à la surface terrestre est l'épicentre; c'est le point de la catastrophe que nous venons de déterminer où le choc opère de bas en haut.

Du point du choc du tremblement de terre, se propagent dans toutes les directions les ondes de commotion qui se

perçoivent comme des mouvements ondulatoires : le sol s'agite à la manière des eaux d'un étang quand on y jette une pierre. Nous avons cherché à déterminer la vitesse de propagation de ces ondes séismiques.

Vitesse de propagation de l'ébranlement : Le défaut de réglage des horloges rend difficile la détermination de la vitesse de propagation du mouvement qui a produit les désastres matériels constatés. On ne possède à cet égard qu'une seule donnée positive. Au moment d'une des secousses de tremblement de terre (26 Décembre 1884), deux employés de l'administration des télégraphes, l'un à Malaga, l'autre à Velez-Malaga, étaient en train de correspondre. Ce dernier, surpris par la secousse, cesse brusquement la correspondance. Son collègue étonné lui demande la cause de l'arrêt, lorsque six secondes après l'interruption de la dépêche, il sent à son tour la secousse. Or la distance de Malaga à Velez-Malaga est de 30 kil., et si l'on tient compte de la distance de ces deux localités au point milieu de l'épicentre d'où l'on peut supposer que partait à peu près le mouvement, il en résulte que l'ébranlement se serait propagé avec une vitesse d'au moins 1,500^{m} par seconde.

Le mouvement vibratoire qui a été constaté dans la nuit du 25 Décembre à Greenwich et à Wilhelmshafen est parvenu dans la première localité à 9^{h} 24^{m} et dans la seconde à 9^{h} 19^{m} 26^{s}. Or, la distance de Greenwich à Grenade est d'environ 1 650 kil., celle de Wilhelmshafen de 2 040 km.; la vague a mis sept minutes pour parcourir la première distance et onze minutes quatre secondes pour parcourir la seconde, ce qui donne une vitesse de 1 500 m. par seconde pour le mouvement ondulatoire loin de l'épicentre.

Phénomènes observés. — La première secousse, celle qui a déterminé la presque totalité des désastres, a été ressentie le soir du 25 Décembre à 9 h. 17 m. (heure de Paris).

Elle a été suivie, dans la même nuit, de plusieurs secousses semblables, mais moins intenses, qui n'ont fait qu'achever la ruine des constructions ébranlées, sans produire par elles-mêmes de nouvelles ruines. Les commotions ont été journalières pendant la fin du mois de Décembre et se sont reproduites à peu près tous les deux jours dans le mois de Janvier suivant. En Février, en Mars et en Avril, elles sont devenues plus rares tout en conservant encore une certaine fréquence. On en compte actuellement plus de 200. Nous en avons senti plusieurs; mais nous avons pu observer plus particulièrement celle qui s'est manifestée, le 14 Février à 8 heures du soir. Nous étions alors, les uns à Agron, les autres à Arenas del Rey, c'est-à-dire en deux points appartenant à l'épicentre. Ceux qui se trouvaient dans la première localité ont entendu un bruit suivi d'un mouvement de trépidation. Ceux qui stationnaient dans la seconde ont entendu le même bruit, mais le mouvement constaté par eux a été surtout un mouvement ondulatoire, lent, très accusé. Le bruit et la secousse se sont succédé sans interruption sensible et ont duré chacun de six à sept secondes. Chaque ondulation durait une demi-seconde.

En général, les secousses de tremblement de terre sont précédées d'un bruit comparé tantôt à celui d'un tonnerre lointain, tantôt à celui d'un train de chemin de fer ou d'une voiture lourdement chargée circulant sur une chaussée pavée. Ce phénomène n'a pas manqué dans la secousse du 29 Décembre. Il a duré assez pour que beaucoup de personnes aient eu le temps de sortir de leurs maisons avant la secousse et même de descendre ou monter un escalier de deux étages. Le bruit a été séparé de la secousse par un très court intervalle estimé à une seconde. La durée du bruit et celle de la secousse ont été très diversement évaluées dans les différentes localités, et souvent même dans une même localité par différentes personnes. On peut conjecturer, d'après les ren-

seignements fournis, que la durée de chacun de ces deux phénomènes a été en moyenne de quatre à six secondes. Cependant, dans quelques localités, le phénomène s'est certainement prolongé davantage par suite de la persistance du mouvement ondulatoire.

D'après les renseignements officiels, on compte 690 morts et 1 426 blessés dans la province de Grenade, 55 morts et 57 blessés dans celle de Malaga. A Arenas del Rey, village d'environ 1 500 habitants, il y a eu 135 morts et 253 blessés. Les dommages matériels sont énormes, des villages entiers sont détruits; on compte environ 12 000 maisons ruinées et 6,000 plus ou moins endommagées. La mauvaise construction des habitations, l'étroitesse des rues dans les bourgades ont contribué beaucoup au désastre. Les maisons bâties régulièrement et en bons matériaux ont en général été seulement lézardées. La pente trop considérable du terrain, la mauvaise qualité du sol des fondations ont été aussi une cause de ruine. Enfin, la nature géologique du sol a eu une influence manifeste. Les bâtiments élevés sur terrain d'alluvions ont particulièrement souffert; ceux qui étaient édifiés sur des roches sédimentaires peu résistantes, calcaires friables, argiles, etc., ont été aussi très maltraités. Au contraire, ceux qui se trouvaient sur des roches solides, telles que des calcaires compacts, ou même sur des schistes anciens, ont été beaucoup plus épargnées, surtout en dehors de l'épicentre.

Effets du tremblement de terre. — Un des effets le plus remarqués et le plus souvent décrits du tremblement de terre, est la formation des fissures dans le sol. Les fentes de Guaro et de Guevejar sont les plus célèbres, ayant atteint 1^{m} de largeur, et se suivant sur des kilomètres : nous les considérons comme des phénomènes superficiels, comme le résultat de glissements de terrain, sans relation immédiate avec la cause du tremblement de terre. Nous en dirons autant

pour les ébranlements de roches détachées des parties abruptes de la Sierra Tejeda et pour les perturbations locales de terrains, observées en quelques points et comparables aux déplacements des carrelages sous l'action des mouvements trépidatoires. En aucun point nous n'avons vu de sortie violente de gaz et de vapeur, en un mot quelque chose ressemblant à une explosion. Le dégagement de gaz de la nouvelle source chaude d'Alhama consiste simplement dans la sortie de quelques bulles dont le volume est sans importance. Les sources thermales qui ont apparu ou qui ont subi un accroissement de volume ou de température, lors du tremblement, sont dues aux dislocations produites par l'ébranlement du sol, qui ont changé le régime des eaux du pays, en ouvrant des crevasses profondes, ou élargissant des fractures anciennes.

Détermination de la profondeur de centre d'ébranlement. — Après avoir déterminé la position de l'épicentre et mesuré la vitesse de propagation de l'ébranlement, nous avons cherché à déterminer la profondeur du centre d'ébranlement. Pour résoudre cette importante question, deux procédés sont actuellement en usage. Le plus anciennement connu est dû à R. Mallet et a été appliqué par ce savant à l'étude du tremblement de terre qui désola la Calabre en 1857. Il s'appuie sur l'observation des fentes qui se voient soit à la surface du sol, soit dans les murs des édifices. L'auteur admet que la propagation des secousses amène des mouvements de va-et-vient dans la direction qu'elles suivent, et que, par suite, il en résulte des crevasses tangentes en chaque point à la surface de l'onde séismique. Il en conclut que le lieu des points de rencontre des normales aux fentes doit faire connaître la position du centre d'ébranlement.

Les défectuosités de ce procédé sont manifestes. Il n'est guère applicable qu'à l'observation des fentes des édifices et

mille causes locales accidentelles l'entachent d'erreur. Dans le récent tremblement de terre de l'Andalousie, nous avons constaté que l'orientation et l'inclinaison des crevasses résultaient, dans la presque totalité des cas, de circonstances spéciales tenant à la nature et à la disposition des constructions. Dans les cas les plus favorables, tels que ceux, par exemple, qui ont été fournis par l'examen des édifices de la ville de Malaga, les données fournies par ce procédé étaient tellement incertaines que nous n'avons osé en tirer aucune déduction.

Un second procédé est fondé sur l'observation de l'heure de l'arrivée d'une même secousse en différents points. Il a été appliqué par von Seebach en 1872, à l'étude d'un tremblement de terre survenu dans l'Allemagne centrale, et plus récemment par M. von Lasaulx, à la détermination du centre d'ébranlement du tremblement de terre de Herzogenrath, le 22 Octobre 1873. Théoriquement, cette méthode est excellente. Appliquée avec précision à un nombre de points suffisant, elle conduit à la détermination des intersections successives de l'onde avec la surface du sol, et l'installation de nombreux appareils enregistreurs, dans les régions fréquemment éprouvées par les tremblements de terre, permet d'espérer pour l'avenir de bons résultats de son emploi. Mais dans le cas qui nous intéresse, l'incertitude des données horaires l'a rendue inefficace. Le fait que nous avons cité de la transmission du mouvement de Velez-Malaga à Malaga, dans un laps de temps connu, ne suffit pas à lui seul pour permettre de tirer sûrement parti de ce procédé. En admettant que la secousse se soit fait sentir simultanément en tous les points de l'épicentre et que l'intervalle de temps qu'a duré la transmission de mouvement de Velez-Malaga à Malaga est réellement de six secondes, on trouve une vitesse de propagation superficielle très considérable, dépassant 3 000 mètres à la seconde, et indiquant un centre d'ébranlement très profond.

Ne pouvant utiliser les procédés connus pour la détermination de la profondeur du centre d'ébranlement, M. Fouqué a imaginé une méthode nouvelle(1) fondée sur l'observation du temps qui s'écoule, en un même point, entre le moment de l'arrivée du son et celui de la secousse consécutive. Chaque ébranlement souterrain produit des vibrations longitudinales, qui progressent rapidement et se transmettent à de grandes distances (Greenwich et Wilhemshafen), et des vibrations transversales qui se propagent plus lentement et s'éteignent relativement très vite. Les premières sont celles qui déterminent le commencement du son, les secondes sont essentiellement la cause des destructions. Les observations citées de Greenwich et de Wilhemshafen donnent 1 500^{m} pour la vitesse de propagation V des vibrations longitudinales, et la théorie analytique complétée par les expériences de M. Cornu permet d'en déduire, pour la valeur v des vibrations transversales, une valeur de 923^{m}.

Soit x la profondeur du centre d'ébranlement. En un point de l'épicentre l'intervalle entre l'arrivée du son et celle de la secousse correspondante étant en moyenne estimée à 5' on a

$$\frac{x}{v} - \frac{x}{V} = 5'$$

d'où l'on tire $x = 11$ kil. MM. Fouqué et Michel-Lévy sont en train d'ailleurs en ce moment d'installer des expériences dans le but de contrôler les valeurs de v et de V, et c'est seulement quand les données qui doivent en résulter seront obtenues, que la méthode nouvelle pourra être considérée comme ayant acquis toute sa valeur pratique.

Tels sont les principaux résultats positifs de notre voyage dans les parties éprouvées de l'Andalousie ; ils ne me parais-

(1) Ce procédé avait déjà été proposé et expérimenté par Falbi en 1875 (Voir Comptes-rendus Acad. sc., t. C., p. 1436).

sent donner d'appui définitif, à aucune des théories proposées jusqu'ici pour expliquer les tremblements de terre, dont la cause reste encore discutable.

Les théories dites volcaniques, basées sur l'hypothèse d'un développement brusque de vapeur d'eau à très haute température, s'accordent assez bien des faits observés, mais sans en retirer de confirmation absolue.

On peut en dire à peu près autant de l'autre théorie, d'après laquelle ces mouvements séismiques seraient une manifestation actuelle des agents qui ont présidé à la formation des montagnes. Cette hypothèse repose sur l'idée que l'écorce terrestre, par suite du refroidissement lent mais incessant du globe, serait dans un état de tension permanent; et, de temps en temps, suivant les lignes de tension maxima, l'équilibre se rompant brusquement, la rupture amènerait des secousses de tremblement de terre.

Nos observations sur la stratigraphie de la région ébranlée nous ont montré que ce massif était sillonné de failles anciennes, que nous avons pu grouper en un système assez complexe; or l'épicentre correspond justement à un étoilement de ces fractures profondes, et de plus il est dirigé comme l'un des faisceaux principaux de ces fentes, c'est-à-dire E.-O.

Il y a une relation topographique certaine entre la constitution stratigraphique du terrain et le mode de propagation de l'ébranlement. Cet ébranlement toutefois n'a déterminé au dehors aucun changement orographique; aucune faille ancienne ne s'est réouverte, aucune dénivellation sensible ne s'est produite, les fentes observées sont peu profondes, et les déplacements de terrain constatés sont dus à des glissements superficiels. Si le tremblement de terre a été prodnit, comme il est permis de supposer, par des plissements profonds, ces déplacements de masses solides dans l'épaisseur de la croûte terrestre, n'ont pas été suffisants pour se manifester à l'extérieur.

Note *sur le* **taunusien** *dans le bassin du* **Luxembourg**, *et particulièrement dans le* **golfe de Charleville**,

par M. **J. Gosselet** (1).

Tous les géologues, qui ont exploré l'Ardenne, prennent comme type du taunusien un grès blanc ou rosé que Dumont a le premier dénommé après l'avoir distingué des autres couches devoniennes. Quelques localités sont très riches en fossiles. Il y a longtemps que M. Hébert (2) a cité ceux que l'on trouve à Anor d'après les déterminations que lui avaient faites M. de Verneuil. J'ai découvert un second gisement beaucoup plus riche sur les bords de la Meuse dans le Bois de l'Hospice d'Harscamp, derrière Montigny-sur-Meuse. Je l'ai indiqué à M. Jannel qui y a recueilli un nombre très considérable de fossiles. En joignant ceux-ci à ceux que j'avais recueillis moi-même, soit dans le Bois de l'Hospice d'Harscamp, soit à Anor, je puis dresser la liste suivante qui porte le nombre des espèces taunusiennes de ces deux gîtes à 53 (3).

Homalonotus gigas Rœm.
Homalonotus crassicauda Sand.
Homal. Champernownei Woodw.
Bellerophon trilobatus Sow.
Bellerophon tumidus.
Bellerophon carina Beushausen.
Bellerophon sp. nov. (2 esp.)
Naticopsis sp. nov.
Pleurotomaria sp. nov. (3 esp.).
Loxonema cf. *reticulatum* Phill.
Loxonema sp. nov.
Capulus sp. nov. (2 esp.).
Tentaculites scalaris Schl.
Actinodesma malleiforme Sandb.
Pterinea Pailletiei Barr. et Vern.
Pterinea costata Goldf.
Pterinea lamellosa Sow.
Pterinea cf. *fasciculata* Goldf.
Pterinea aff. *Ibergensis* Rœm.
Avicula capuliformis Kock.

(1) Lue dans la séance du 20 Mai.

(2) Bull. soc. géol. de France, 2e, XII, p. 174, 1885.

(3) Pour la faune taunusienne on doit consulter spécialement les travaux de M. Kayser.

Grammysia pes-anseris Stem.
Goniophora trapezoïdalis.
Arca sp. nov.
Schizodus sp. nov.
Sanguinolaria ? gibbosa Sow.
Sanguinolaria ? calceola.
Spirifer primaevus Stein.
Spirifer Bischofi Kayser.
Spirifer cabedanus de Vern.
Spirifer sp. nov. (3 esp.).
Cyrhina heteroclyta Buch.
Spirigera undata Dfr.
Merista conf. *herculea*.
Rhynchonella Pengelliana David.
Rhynchonella daleidensis Rœm.?
Rhynchonella nympha Barr.
Uncinulus sp.
Rensselaeria strigiceps Rœm.
Rensselaeria crassicosta Kock.
Orthis sp. nov. Y.
Orthis circularis Schnur. (v. Sow).
Orthis conferta.
Leptaena conf. *Phillipsi* Barr.
Leptaena Sedgwicki d'Arch Vern.
Leptaena laticosta Conr.
Rhodocrinus gonatodes J. Mull.
Favosites polymorpha Sand.
Pachypora sp.
Pleurodictyum problematicum.

On aurait tort cependant de supposer que le taunusien est partout représenté par le grès blanc. A mesure que l'on avance vers l'est, on voit le grès diminuer. Dans la tranchée du chemin de fer du Luxembourg près de Mirwart, il ne forme plus que des bancs plus ou moins épais enveloppés dans des schistes phylladiques. Dans le cours de ce travail, je désignerai le grès du faciès d'Anor sous le terme d'*Anoreux*.

Taunusien dans la vallée de la Meuse. — Dans le golfe de Charleville, c'est-à-dire dans le bassin devonien situé au sud du massif silurien de Rocroi, entre Charleville et Bogny, le taunusien est encore peu connu.

Dumont a dû éprouver de nombreuses alternatives à son sujet. En effet, dans son *Mémoire sur les terrains ardennais et rhénan*, il dit, p. 289, en parlant de ce système :

« Il n'a plus que 2,000 mètres de largeur entre Alle et « disparaît pour ainsi dire au-delà d'Alle entre le système « gédinnien et l'étage hundsruckien... On voit que l'étage « taunusien s'amincit et disparaît pour ainsi dire au fond du « golfe de Charleville. »

D'un autre côté, dans la coupe de la vallée de la Meuse,

page 375 du même ouvrage, après avoir cité les divers grès que l'on rencontre autour et principalement au nord de Nouzon, il ajoute :

« L'étage taunusien auquel ces diverses roches paraissent « se rapporter, s'étend jusque vers l'île de Mortier. »

Dans l'*Esquisse géologique*, j'acceptais la première opinion de Dumont, je l'exagérais même en supposant que le taunusien ne s'est pas déposé dans le golfe de Charleville. Toutefois je ne considérais pas cette solution comme définitive, mais ayant à me prononcer au sujet du taunusien, je voulais indiquer que je ne connaissais dans le golfe de Charleville aucune assise que l'on pût lui rapporter d'une manière certaine.

Il y a quelque temps M. Jannel me montra des grès fossilifères qu'il venait de découvrir au bois Virrus, au N.-E. de Nouzon. Il n'y avait pas à en douter, c'était bien le grès d'Anor par le faciès minéralogique comme par les fossiles les plus caractéristiques. J'y ai reconnu les espèces suivantes :

Spirifer primaevus.	*Leptaena laticosta* Conr.
Spirifer sp.	*Leptaena Sedgwicki* ?
Spirigera undata.	*Pterinea lamellosa.*
Rensselaeria crassicosta.	*Pterinea Pailletei.*
Rhynchonella sp.	*Capulus* sp.
Orthis circularis Schur, non Sow	*Tentaculites* cf. *scalaris, major.*

Le grès est isolé dans un bois et ses relations stratigraphiques sont difficiles à déterminer. On reconnaît cependant qu'il est inférieur aux schistes gris avec quarzites gris de Nouzon, tandis qu'il est supérieur aux schistes noirs que l'on voit sur la ligne de chemin de fer au S.-E. de Joigny ; il constitue probablement une masse lenticulaire à la partie supérieure de ces derniers schistes, dont il est alors important de fixer l'âge.

Quand on remonte la Meuse sur la rive gauche à partir de

Braux, en suivant le chemin latéral à la voie ferrée, on rencontre successivement les schistes de Levrezy, les quarzophyllades de Braux, les schistes bigarrés de Joigny et les schistes vert-jaunâtre de Laforêt qui forment la partie supérieure du gédinnien. A partir de la borne 153.8, on rencontre des schistes qui contiennent encore des bancs de grès et de quarzite verdâtre, mais qui sont noirs et qui possèdent une texture très phylladique. Dans les escarpements de la Meuse sous la route des Hautes-Rivières, ils renferment une ou deux couches remplies d'encrines.

On peut suivre ces schistes noirs jusqu'à la borne 155,2 où les méandres de la Meuse ramènent la voie ferrée dans les schistes de Laforêt. En continuant à suivre le chemin de fer, on recoupe la bande de schistes noirs entre les kilomètres 151,9 et 151,7.

M. Jannel ayant décrit ces diverses tranchées avec le soin minutieux qui fait le mérite de ses observations, il est inutile d'y revenir ici. Je me bornerai à rappeler qu'il n'y cite pas le grès blanc ; la lentille du Bois Virrus ne s'étend donc pas jusqu'à la vallée de la Meuse.

Au sud des schistes noirs, on rencontre, à 200 mètres au S. du Cabaret de Solferino, des quarzophyllades noirs, puis une masse épaisse de schistes gris qui contiennent les quarzites gris bien visibles tout autour de Nouzon. On n'y a pas encore signalé de fossiles.

Si on continue à remonter le fleuve, en suivant le chemin de fer, on voit les schistes reprendre une couleur noirâtre au S. de la gare aux marchandises de Nouzon ; peu à peu ils passent à des quarzophyllades plus ou moins foncés sans qu'il soit possible de fixer une limite exacte entre les deux assises. On peut la placer arbitrairement au grand ravin situé un peu au nord de la borne kilométrique 149 de la voie ferrée.

Au sud, on trouve une série épaisse de grès gris ou bleu

foncé, de schistes noirâtres et surtout de quarzophyllades calcarifères et fossilifères. Les gîtes fossilifères les plus intéressants se trouvent aux bornes kilométriques 148,75 et 148,56. Dans le premier la surface des fossiles est couverte d'une substance blanche douce au toucher, que l'on prendrait au premier abord pour du kaolin. Dans le second, leur surface est jaune d'ocre par suite d'un enduit ferrugineux.

Les fossiles dans ces gîtes sont :

Spirifer primaevus Stein.
Spirifer hystericus.
Spirigera undata.
Rhynchonella Pengelliana.
Rhynchonella aff. *Pengelliana.*
Rhynchonella sp.
Rhynchonella (*Uncinulus*) sp.
Merista sp.
Pentamerus cf. *Sieberi.*
Meganteris Archiaci ?
Orthis cf. *vulvaria.*
Orthis sp. nov. Y.
Orthis circularis Schnur. non Sow.
Orthis orbicularis de Vern.
Leptaena aff. *Murchisoni.*
Leptaena laticosta Conr.
Lept. spathulata Quenst. non Rœm
Capulus ?
Avicula aff. *capuliformis* Kays
Pterinea sp.
Modiomorpha sp.
Mytilarca sp.
Goniophora cf. *Hamiltonensis* Hall.
Sanguinolites.
Favosites polymorpha.

Cette faune peut être regardée comme typique pour les quarzophyllades de Nouzon.

Le *Spirifer primaevus* et la *Rhynchonella Pengelliana* sont caractéristiques du taunusien ; mais l'ensemble de la faune a l'aspect de celle de la grauwacke de Montigny. Il n'y a donc pas de raison pour rapporter les quarzophyllades de Nouzon à un de ces étages plutôt qu'à l'autre ; mais les différences paléontologiques que l'on constate entre les faunes du grès d'Anor et de la grauwacke de Montigny tiennent surtout à la différence des sédiments et, comme les quarzophyllades sont intermédiaires lithologiquement entre le grès et la grauwacke, il n'est pas étonnant que leur faune

tient de l'un et de l'autre. Les quarzophyllades de Nouzon sont les couches les plus récentes du golfe de Charleville, si on devait les rapporter au taunusien, il s'ensuivrait que cette assise possèderait sur les bords de la Meuse une épaisseur hors de proportion avec ce qu'on lui connaît dans le bassin de Dinant. On ne peut pas les rapporter à une assise plus récente, car on n'y voit pas les quelques formes spéciales du grès de Vireux, par exemple la variété du *Spirifer paradoxus* que de Verneuil a désignée sous le nom de *Pellico*.

J'accepte donc avec Dumont que les grès et les quarzophyllades de Nouzon correspondent à l'assise du hundsruckien; toutefois ils peuvent contenir des lentilles de grès blanc de faciès anoreux. M. Jannel a trouvé une de ces lentille à 1,200^{m} environ au sud du clocher de Neumanil vers Cons-la-Granville. Il y a recueilli :

Spirifer primaevus.	*Rensselaeria crassicosta.*
Spirifer hystericus.	*Bellerophon trilobatus.*

M. Jannel a encore trouvé de nombreux fossiles dans le bois de Neufmanil situé entre le ruisseau de la Goutelle et le ruisseau de Maidimont, dans des bancs de grauwacke intercalés dans des quarzophyllades. Ces couches paraissent au premier abord dans le prolongement des quarzites gris de Nouzon, mais la nature de la roche est tout à fait différente; elles contiennent des bancs calcaires encrinitiques qui ont été exploités pour faire de la chaux le long du ruisseau de Maidimont. Les principaux fossiles trouvés par M. Jannel sont les suivants :

Spirifer primaevus.	*Orthis circularis* Schnur.
Spirifer aff. *paradoxus* (1).	*Orthis orbicularis* de Vern.

(1) Les *Spirifer* du groupe du *macropterus* ou *paradoxus* sont très caractéristiques du coblenzien. Ils ont comme caractère commun la présence d'un gros bourrelet saillant sur le moule de la grande valve.

Spirifer conf. *Decheni* Kays.
Spirigera undata.
Rensselaeria crassicosta.
Rensselaeria strigiceps.
Amphigenia conf. *elongata* Hall.
Orthis nov. sp. Y.
Orthis vulvaria.
Leptaena Sedgwicki.
Leptaena spathulata Quenst.
Pterinea costata.
Pterinea Paillettei.
Favosites polymorpha.

Cette faune assez distincte de la précédente se rapproche davantage de la faune taunusienne ; elle est du reste tout à fait à la base de l'assise hundsruckienne.

Ces mêmes couches passent au N. de Gespunsart. M. Jannel a recueilli *Spirifer primaevus*, à la carrière de Bellevue dans les schistes noir-bleuâtre, *Spirifer primaevus* et *Orthis orbicularis* un peu plus loin au N., à la Montée de Lacaud, près de l'ancien four à chaux ; quelques fossiles peu déterminables, *Spirifer* et encrines, dans le quarzophyllade à 2,400 mètres du village sur le chemin de Hautes-Rivières.

Deux autres gîtes, découverts par M. Jannel, méritent aussi d'être signalés.

L'un d'eux a été trouvé dans le bois du Virrus, au nord de

On peut y rapporter : 1° *Spirifer primaevus* Stein. = *Sp. paradoxides* Quenst.; 2° *Spirifer paradoxus* Schloth. = *Sp. macropterus* Rœm. = *Spirifer Pellico* de Vern ; 3° *Spirifer arduennensis* Schnur.; 4° *Spirifer speciosus*. Le *Spirifer paradoxus* montre dans le coblenzien trois variétés principales. La variété moyenne *A* se rapproche du *Sp. primaevus* par un moindre nombre de côtes sur les ailes que dans les autres variétés. Une variété large, *B*, a sur les ailes des côtes nombreuses légèrement effacées aux extrémités et, de plus, une légère côte dans le sinus. La troisième variété, *C*, a les ailes très allongées, les plis très nombreux et une côte dans le sinus. Ce sont bien les caractères du *Pellico* de de Verneuil. Les variétés *A* et *B* se trouvent dans la grauwacke de Montigny ; la variété *C* dans le grès de Vireux et la grauwacke d'Hierges. Le *Spirifer* de Neumanil que je regarde comme allié au *paradoxus*, a la taille moindre, les ailes moins longues, le bourrelet cardinal moins saillant ; il possède souvent, mais non toujours, une légère côte dans le sinus, des formes allongées et des formes élargies.

la Cachette, non loin du premier gîte dit du bois Virrus. C'est un grès blanchâtre de faciès anoreux intercalé dans les quarzites gris de Nouzon ou dans les quarzophyllades noirs de Solferino qui les séparent des schistes phylladiques. Les principales espèces sont :

Spirifer primaevus?
Spirifer cabedanus de Vern.
Spirifer aff. *hystericus.*
Athyris undata.
Merista sp.
Rensselaeria crassicosta.
Rensselaeria aff. *crassicosta.*
Rensselaeria sp.
Leptaena laticosta
Leptaena Sedgwicki.
Orthis orbicularis.
Chonetes plebeia?
Loxonema sp.
Capulus sp.
Bellerophon sp.
Modiola aff. *Kahlebergensis.*
Tentaculites scalaris.

C'est une faune taunusienne typique.

L'autre gîte a été trouvé sur la nouvelle route de Nouzon à Hautes-Rivières, au N -E. de la côte 335, soit dans des grès noirs calcarifères intercalés dans les phyllades noirs et, par conséquent, inférieurs aux grès anoreux du bois Virrus, soit dans les couches qui environnent ces grès noirs. Les fossiles sont très remarquables.

Spirifer primaevus?
Orthis vulvaria de forte taille.
Strophomena voisine *Strophomena* (*Leptaena*) *Phillipsi* Vern. et Barr.
Leptaena qui est peut-être la *L. spathulata* de Quenstedt.
Rensselaeria crassicosta.
Rhynchonella daleidensis?
Lamellibranche indéterminable.

Cette faune, qui est certainement taunusienne par sa position, a des analogies avec la faune hundsruckienne de Nouzon. Le coblenzien du bassin de Charleville présente donc, depuis le haut jusqu'en bas, une faune intermédiaire entre celles d'Anor et de Montigny. Ce fait est en rapport avec la nature des sédiments plus arénacés qu'à Montigny, mais moins qu'à Anor. Dans les lentilles de grès blanchâtre situés

à divers niveaux, la faune rappelle davantage celle d'Anor.

Les couches les plus élevées du coblenzien du bassin de Charleville, c'est-à-dire les quarzophyllades du chemin de fer au S. de Nouzon, correspondant à la grauwacke de Montigny, on peut rapporter au taunusien les schistes et quarzites gris et les phyllades noirs qui leur sont inférieurs.

Les couches devoniennes, situées entre Braux et Charleville, sont beaucoup moins faciles à étudier sur la rive gauche de la Meuse que sur la droite.

Quand on suit la route de Braux à Nouzon, on rencontre dans le bois, à 1,500 mètres environ au N. de cette ville, une carrière de quarzite gris stratoïde, incl. au S. 30° E. Cette couche appartient peut-être encore à l'assise de Laforêt, mais un peu plus loin, il y a contre la route, un rocher de schistes grossiers, noirs, légèrement verdâtres, qui doivent être taunusiens.

Ces schistes noirs s'étendent jusqu'à Nouzon. Ils contiennent des bancs subordonnés de quarzophyllade noirâtre et de quarzite verdâtre. On leur trouve l'inclinaison S. 20° E. = 55° dans une carrière vis-à-vis le cimetière de Nouzon. Une seconde carrière un peu au S., contre la brasserie, montre des schistes gris quelquefois violacés avec bancs de quarzite subordonnés.

Puis viennent les schistes gris clair, satinés, contenant les quarzites gris qui sont exploités dans plusieurs endroits au sud du pont de Nouzon et dans les bois à l'ouest de cette ville (incl. S. 10° à 15° E.).

Toutes ces couches se prolongent sous le bois de la Havetière, mais elles y sont très difficiles à reconnaître par suite de leur altération.

Sur la route de Charleville à Monthermé, on rencontre près de la maison de campagne Jacob des schistes verdâtres luisants qui rappellent complètement ceux de Nouzon. Un

peu au nord, on passe sur une colline de grès durs, blanchâtres, où M. Jannel a trouvé quelques fossiles.

En descendant vers le ruisseau, les schistes ont pris par altération une teinte rouge telle, que Dumont les a rapportés au gédinnien. Dans le fond, près du cabaret Chaineau, on voit des schistes grisâtres inclinés N. 10° O. Ils sont probablement taunusiens.

On doit encore rapporter à la même assise les schistes noirs, signalés par M. Jannel, entre la propriété Jacob et le ruisseau de la Culbutte.

Sur le plateau à l'E. de la Meuse, il est bien difficile de faire une observation au milieu du bois ; cependant aux environs de la fontaine St-Come, on trouve des grès et en particulier, des grès blancs dans lesquels M. Jannel a recueilli des *Spirifer primaevus*.

Le long du ruisseau de Boisseau qui prend sa source au N. de Gespunsart et va se jeter dans la Semoy en amont de Hautes-Rivières, on distingue encore quelques affleurements. Quand on remonte ce ruisseau, on voit les schistes bigarrés de Joigny près de la baraque Cagnaux, puis des schistes verts compacts qui contiennent des bancs violacés ; ils appartiennent à l'assise de St-Hubert. Au-delà, près du sentier qui va à la Maison de Paille, on trouve des schistes phylladiques noirs, ondulés qui passent au sud aux quarzophyllades ; plus loin, tout est caché par le bois.

Taunusien dans la vallée de la Semoy. — Après avoir traversé la frontière, l'assise des schistes d'Alle passe au S. de Membre.

Si on prend la route de Membre à Charleville, en se dirigeant vers le S., on rencontre, après avoir passé le pont sur la Semoy, de grands rochers de schistes bigarrés, puis les phyllades vert-clair de Laforêt ; à 2 kil. de la Semoy, près de la 23e borne, on voit sur la rive gauche du ravin des schistes

noirs contenant des psammites et des quarzites feuilletés. Jusqu'à la 25e borne, on rencontre ces schistes noirs. Il n'y a pas de grès blanc; mais l'élément arénacé y est néanmoins abondant à l'état de quarzites et surtout de quarzophyllades qui passent à la grauwacke et contiennent des fossiles. Il y a, en particulier sur la route de Laforêt au-dessus du moulin Simonis, une couche très riche en *Spirifer*, *Orthis*, *Pleurodyctum problematicum?* L'abondance de ces quarzophyllades fossilifères dans l'assise d'Alle au S. de Membre, ne permet pas d'établir facilement sa limite sud, car on ne peut plus facilement la distinguer de la grauwacke de Nouzon. Comme sur la Meuse, c'est toujours à la partie inférieure que l'assise est bien caractérisée par une veine de phyllades noirs ayant presque tous les caractères de l'ardoise. Elle est située à 300 mètres au N. du moulin Simonis.

Ce banc de phyllade est exploité un peu à l'est, à l'ardoisière Laspot, près du confluent du ruisseau de Rebaix avec la Semoy. Si on se dirige de cette ardoisière vers le Nord en descendant la rive gauche de la Semoy, on rencontre successivement sous l'ardoise :

Quarzophyllades noirs, mélangés de schistes noirs et de quarzites ;
Schistes noirs avec bancs de quarzites gris-verdâtre, exploités ;
Blocs éboulés de grès gris-clair ;
Schistes bleuâtres, presque bigarrés, mélangés de schistes verts ;
Quarzite gris-verdâtre légèrement schistoïde.

Ces deux dernières roches doivent se rapporter aux schistes de Saint-Hubert, tandis que les trois premières sont le commencement du taunusien.

Le chemin qui se rend à Mouzaive en remontant la Semoy, est tangent au banc ardoisier de Laforêt dans la courbe qu'il fait vers le sud, puis il traverse jusqu'à Mouzaive les roches de quarzites et de quarzophyllades qui lui sont inférieures.

A Mouzaive, on exploite des schistes compacts noirs à

reflets bleuâtres. Si on continue à remonter la rive gauche de la Semoy jusqu'à Alle, on voit la série suivante :

Schistes noirs compacts exploités pour constructions;
Schistes quarzeux noirs, avec légère teinte violacée;
Quarzophyllade micacé avec veines de quarz et banc de quarzite;
Quarzites formant de beaux rochers sur la rive droite;
Phyllade ardoisier, veine de Laspot;
Quarzophyllade noir violacé, devenant gris par altération;
Quarzophyllade noirâtre, visible près du pont d'Alle;
Quarzite formant des rochers à l'est et à l'ouest du village d'Alle;
Phyllades noirs contenant les veines d'ardoises d'Alle.

Tout cet ensemble occupe près de deux kilomètres de large et, comme l'inclinaison est en moyenne de 45°, on peut estimer son épaisseur à 1,400 mètres.

On voit le passage des phyllades d'Alle à ceux de Laforêt sur le chemin de Charrière. Au moulin, en face de Monzaive, il y a des schistes noirâtres micacés qui sont la base des schistes exploités sur l'autre rive dans le village; ils contiennent quelques bancs de psammites et de quarzites. Vers le nord, ils deviennent gris-verdâtre, se chargent de quarz, passent au quarzophyllade et contiennent des bancs violacés et bigarrés. On peut alors les rapporter au gédinnien.

Le massif ardoisier d'Alle contient trois veines d'ardoises : la veine inférieure est celle de Laspot à Laforêt, dont il a déjà été question. La seconde veine est exploitée à l'ardoisière des Moines, à l'ardoisière de Hour et à celle de Falisotte et de Rochehaut. La troisième veine est celle des ardoisières Leplet, Laviot, de Frohan ou des Corbeaux. Ces deux dernières veines sont séparées par 450 mètres de schistes noirs et de quarzophyllades qui n'ont plus, en général, les caractères de l'ardoise. Cependant il y a parfois quelque petite veine exploitable; on y trouve aussi un banc mince de calcaire encrinitique.

L'ardoise de l'ardoisière Leplet se montre au microscope comme contenant dans une pâte de quarz noyé et de mica blanc, de la tourmaline clastique, des paillettes d'ilménite et du graphite.

Les couches plongent au S. 5° E.; le feuillet fait un angle de 10° vers l'est avec la direction des couches ; il est aussi un peu moins incliné.

La seconde veine ardoisière passe au nord et la troisième au sud de Rochehaut ; entre les deux il y a des quarzophyllades très fossilifères.

A l'est de Rochehaut, sur le bord de la Liresse, il y a un banc épais d'ardoises dont l'inclinaison est au S. 5° O. Il m'est impossible d'en déterminer exactement le niveau ; je suis porté à croire qu'il appartient à la seconde veine.

On peut suivre l'assise ardoisière par le moulin de Liresse.

A 500m à l'E.-N.-E. du moulin, on a ouvert des trous dans un schiste ardoisier incliné au S. 20° O. Sur le chemin de Mogimont une autre carrière exploite le même banc dont l'inclinaison est au S. 25° O. = 23°. Je rapporte ces couches à la première veine.

Dans leur prolongement au S. de Mogimont, on rencontre des schistes noirs ardoisiers avec quarzophyllades. Ils s'enfoncent sous des grès qui ont tout à fait l'apparence du taunusien d'Anor et qui sont néanmoins intercalés dans les schistes.

A 1,400 mètres au S. de Mogimont, au S. du pré de Château-le-Duc, il y a des carrières où on exploite des ardoises. A 100 mètres au S., d'autres carrières montrent des quarzophyllades grises alternant avec des schistes ardoisiers noirs. L'inclinaison est de 35° au S. 3° O.

Taunusien aux environs de Fays-les-Veneurs. — La bande ardoisière se dirige ensuite vers l'est en passant au sud de Fays-les-Veneurs. Elle est coupée presque per-

pendiculairement par les trois ruisseaux de Plaineveaux ou des Aleines, de Fays-les-Veneurs et de Géripont qui en fournissent une coupe assez complète.

A. — Près du pont sous lequel le ruisseau des Aleines traverse la route, on trouve des grès en plaquettes, des quarzophyllades et des schistes noirs intermédiaires par les caractères comme par la position entre les assises de Saint-Hubert et d'Alle.

Un peu à l'est, sur la hauteur, il y a une carrière de phyllades noirs feuilletés contenant un petit banc de grès gris psammitique et un peu au sud, au même niveau orographique, une autre carrière de dalles en psammites enclavés dans des phyllades noirs, de caractère tout à fait ardoisier (incl. S. 15° O. = 25°). Entre cette carrière et la précédente il y a de nombreux débris de grès gris sombre.

Au S.-E. de la carrière de dalles, sur le bord du ruisseau, on voit un escarpement de phyllades noirs, où il y a plusieurs petites carrières. A 1 kilomètre en amont de la route, près du moulin des Aleines, on trouve une ardoisière où les phyllades sont recouverts d'un magnifique banc de grès gris foncé incliné S. 20° O. = 25°. Dans ce grès, M. Barrois a reconnu outre du rutile, de la tourmaline et du zircon, de petits grains maclés de feldspath plagioclase et du quarz granitique en grains recristallisés irréguliers. A 550 mètres en amont de l'ardoisière du moulin des Aleines se trouve l'ardoisière du moulin des Cores et à 450 mètres au-delà, on voit au milieu des schistes noirs un banc de quarzite gris accompagné de schistes verdâtres. Peu à peu la roche passe au quarzophyllade ; près du bois de Bellefontaine, il y a des rochers de quarzophyllades avec filons de quarz semblables aux quarzophyllades hundsruckiens de Nouzon (incl S. 15° O. = 32°), mais après un certain intervalle de quarzophyllades, on voit reparaître les phyllades qui ont été exploités comme ardoises dans le bois des Badats, près de la Cornette.

B — Le ruisseau de Fays-les-Veneurs traverse aussi la route sur les couches de passage du gédinnien au taunusien. Le chemin qui part de la borne 16 et se dirige sur Auby montre des schistes noirs pailletés d'ilménite avec bancs intercalés de grès stratoïdes et quelquefois de schistes compacts vert-olive ou violacés. Ces couches, visibles aussi sur la nouvelle route de Fays-les-Veneurs à la Cornette, sont dans le prolongement des carrières de dalles citées plus haut. Près d'un petit bois on rencontre un banc de grès dur gris-noirâtre qui pourrait être celui de l'ardoisière des Aleines. On l'exploite sur la rive droite; il y est divisé en trois bancs : deux petits de 0m80 et un de 6 mètres. Un autre grès se retrouve sur la rive droite avant d'entrer dans le bois. L'examen microscopique y fait découvrir de la biotite, de la magnétite, de la tourmaline et du graphite. Sur la rive gauche on ne voit que des schistes noirs jusqu'à l'ardoisière de Rougèbe qui doit correspondre à celle des Cores et qui est ouverte dans des phyllades dont les paillettes d'ilménite sont très apparentes à l'œil nu. Plus loin encore se trouve l'ardoisière des Jouets sur la rive droite.

Un peu avant la jonction du ruisseau de Fays-les-Veneurs avec celui de Géripont, en marchant vers le sud, on continue à voir des schistes noirs jusqu'à la Cornette où le ruisseau de Fays se réunit à celui des Aleines pour constituer la rivière de Pont-le-Prêtre.

Au S. de la Cornette, sur la route des Hayons, on voit encore des phyllades noirs avec bancs intérieurs de quarzite gris. A mesure que l'on gagne vers le sud, le phyllade devient plus lustré, plus plissé et peu à peu il se transforme en quarzophyllade.

A l'E. de la Cornette, autour d'Auby, il y a des traces d'ardoisières ou d'exploitation de phyllade noir et à la surface du sol d'abondants débris de grès blanc qui était intercalé dans les phyllades.

C. — Le ruisseau de Géripont qui vient rejoindre celui de Fays-les-Veneurs au N. de la Cornette, traverse aussi des schistes ardoisiers. Dumont y cite près de la Cornette une ardoisière des Alleines (1) dans du phyllade légèrement pailleté, mais l'ardoisière la plus importante est celle de Géripont, aujourd'hui abandonnée. Elle est ouverte dans un banc de phyllade pailleté ilménitifère, d'environ 4 mètres d'épaisseur, incliné de 22° au S. 8° E. Les feuillets plongent au S. de 32° et sont, par conséquent, plus inclinés que les couches. C'est le contraire de ce qui se passe à Alle. Ils sont recouverts par des quarzites gris foncé dont l'inclinaison n'est que de 15°.

Le phyllade ardoisier de Géripont est au milieu des schistes ilménitifères et biotitifères qui forment la zone de passage entre les schistes de Bertrix et les phyllades d'Alle, entre le gédinnien et le coblenzien. Elle est donc vers la base de ce dernier étage et correspond à la veine ardoisière de Lespot à Alle et aux couches de phyllades noirs de Joigny-sur-Meuse. La présence de l'ilménite dans les ardoises de Géripont à la base de l'assise, dans celles de Rougèbe au milieu et dans celles de Leplet au sommet, montre bien l'unité du massif ardoisier où on ne peut établir aucune division entre la Semoy et Bertrix.

Limite entre les schistes taunusiens et gédinniens. — Sur le territoire de Fays-les-Veneurs on peut observer le passage du taunusien au gédinnien. Vers l'O. de ce territoire, le village de Nollevaux est sur des schistes verts gédinniens de l'assise de Paliseul. On les voit sur le chemin qui est au nord et ils sont exploités sous l'église ; mais à 100 mètres au sud des dernières maisons, sur le chemin qui conduit à Plaineveaux, il y a des schistes noirs pailletés ilménitifères 600 m. plus loin, près de Plaineveaux, les schistes redeviennent

(1) Ce ruisseau porte aussi le nom de ruisseau des Alleines.

verts ; ils montrent au microscope de petites particules noires qui paraissent être de la magnétite et ne sont certainement pas de l'ilménite. Contre le moulin de Plaineveaux le schiste est bleuâtre, légèrement grenu, la magnétite y est encore douteuse. On pourrait croire qu'il y a de l'ilménite, si la présence du rutile n'était une contre-indication.

Au sud de Plaineveaux, sur la route de Bouillon à Recogne, on rencontre entre la 12e et la 13e borne des grès stratoïdes et des schistes verdâtres qui rappellent encore l'assise de Paliseul. Les grès stratoïdes et les schistes verdâtres sont exploités près de la 13e borne ; on y voit au microscope de grosses lamelles noires qui sont probablement de la magnétite. Ils sont accompagnés de schistes noirs grenus qui renferment à la fois de l'ilménite et de la magnétite.

Au sud de la route on trouve des schistes phylladiques noirs qui sont accompagnés de psammites et exploités pour dalles ou pour ardoises.

Le village de Fays-les-Veneurs est construit sur des schistes compacts verts exploités en plusieurs endroits ; ils paraissent très caractéristiques de l'assise de Paliseul. Au nord, sur le chemin qui va à Nollevaux, on marche sur une série de schistes noirs pailletés certainement ilménitifères ; mais où on distingue au microscope des grains noirs irréguliers recouverts d'un enduit de silico-titanate de chaux (titanomorphite), caractéristique de la magnétite. Au sud, sur la route de Bouillon à Recogne, entre les kilomètres 14 et 17, on rencontre des schistes verts plus ou moins quarzeux, où l'on trouve à la fois de l'ilménite et de la magnétite. Ainsi les schistes compacts de Fays-les-Veneurs sont entre deux bandes à ilménite et à magnétite, mais on ne peut pas supposer que ces deux bandes soient la répétition d'une même couche par pli ou faille ; car leur aspect minéralogique est différent. Au nord, la bande est noire est surtout schisteuse, au sud elle est verte et plus arénacée.

Au sud de la route, les schistes sont complètement ilménitifères.

A partir de la 17e borne, l'on passe des schistes de Paliseul dans la zone contemporaine des schistes de Bertrix (1), la magnétite cesse dans le gédinnien pour faire place à la biotite et on voit se reproduire des mélanges analogues de biotite et d'ilménite. C'est ce que j'ai constaté à l'est de l'ardoisière de Géripont, au S.-O de Bertrix, sur le chemin de Cagnon, et au S de la ville, sur le chemin du bois de La Haye.

Zone inférieure du taunusien à l'est du Fays-les-Veneurs. — Schistes de Tournay. — A partir de Géripont, la zone inférieure du taunusien devient moins phylladique ; la couche exploitée à Géripont ne paraît pas se prolonger. Entre le Gros-Bois et Bertrix, le sol est formé de schistes noirs qui sont pailletés d'ilménite et qui contiennent aussi de la biotite vers la limite des schistes biotitifères.

La ville de Bertrix est sur les schistes biotitifères ; si on se dirige vers le sud, on trouve presqu'au sortir de la ville des schistes noirs pailletés d'ilménite et de biotite. Au-delà les schistes sont purement ilménitifères ; ils contiennent des bancs de grès stratoïdes qui sont exploités et parfois le schiste est assez quarzeux pour passer au quarzophyllade. Un échantillon de quarzophyllade recueilli dans des carrières à 1 kilom. au S. de Bertrix, montre des zones alternativement blanches et noires ; dans les premières, les grains de quarz sont plus gros, il y a moins d'ilménite et de graphite. On voit en outre dans l'échantillon de petits filons transversaux larges de 0,5 à 1mm. Ils sont uniquement formés de quarz granulitique à gros grains et de biotite (peut-être bastonite) qui est abondante, souvent altérée et passe parfois à la chlorite.

Tout l'espace compris entre Bertrix, au N., et le ruisseau

(1) Ann. soc. géol. du Nord, t. XI, p. 269.

d'Aise, au S., est formé par les schistes ilménitifères avec grès tantôt stratoïde, tantôt de faciès anoreux comme celui de la Novelly-des-Loups. On exploite près de Saupont des grès stratoïdes et des schistes pailletés d'ilménite qui plongent de 45° au S. 50° E. Si on remonte le ruisseau de Saupont par la rive gauche, on rencontre des roches analogues ; mais on voit la taille des paillettes d'ilménite diminuer de plus en plus. Au-delà du pont de la route de Bertrix à Orgeo, on trouve les phyllades inclinés de 75° au S. 20° E.

Les schistes à ilménite et les grès stratoïdes couvrent un large espace entre le ruisseau de Saupont et celui de Grand-Voir, ainsi que sur les bords de ce dernier ruisseau au N. de Grand-Voir et de Fineuse. Ce sont eux que je signalais dans une note toute récente (1) comme formant une zone intermédiaire entre les schistes de Bastogne et les phyllades d'Alle.

Après beaucoup d'hésitation, je les ai réunis aux premiers, mais une nouvelle étude de la zone inférieure des phyllades aux environs de Fays-les-Veneurs, m'engage à considérer ces schistes ilménitifères comme le prolongement des phyllades de Géripont et, par conséquent, à les ranger dans le taunusien. On y trouve des grès blancs et durs de caractère anoreux, mais sans fossiles, au nord de Fineuse contre la carrière de dalles, près du moulin de la Roche, et à 1 kil. de ce moulin sur le ruisseau de Verlaine ; mais toutes les roches arénacées ne présentent pas ce caractère. Il y a encore de nombreux grès stratoïdes verdâtres ou noirâtres comme ceux qui sont exploités au S. de Verlaine, au moulin de la Roche et contre l'église même de Grand-Voir. Enfin, le grès est parfois grenatifère.

Ces couches ilménitifères forment la partie septentrionale du territoire de Tournay en Ardenne. Je les désignerai donc sous le nom de schistes de Tournay.

(1) Ann. soc. géol. du Nord, t. XII, p. 184.

Les tranchées de la ligne du Luxembourg en fournissent de bonnes coupes entre les bornes 156 et 160.

La tranchée de Verlaine, entre la 156e et 157e borne est ouverte dans des schistes noirs dont certains bancs, durs et sonores, passent aux phyllades Ils sont intermédiaires entre l'assise d'Alle et celle de Sainte-Marie. Je les place dans la seconde.

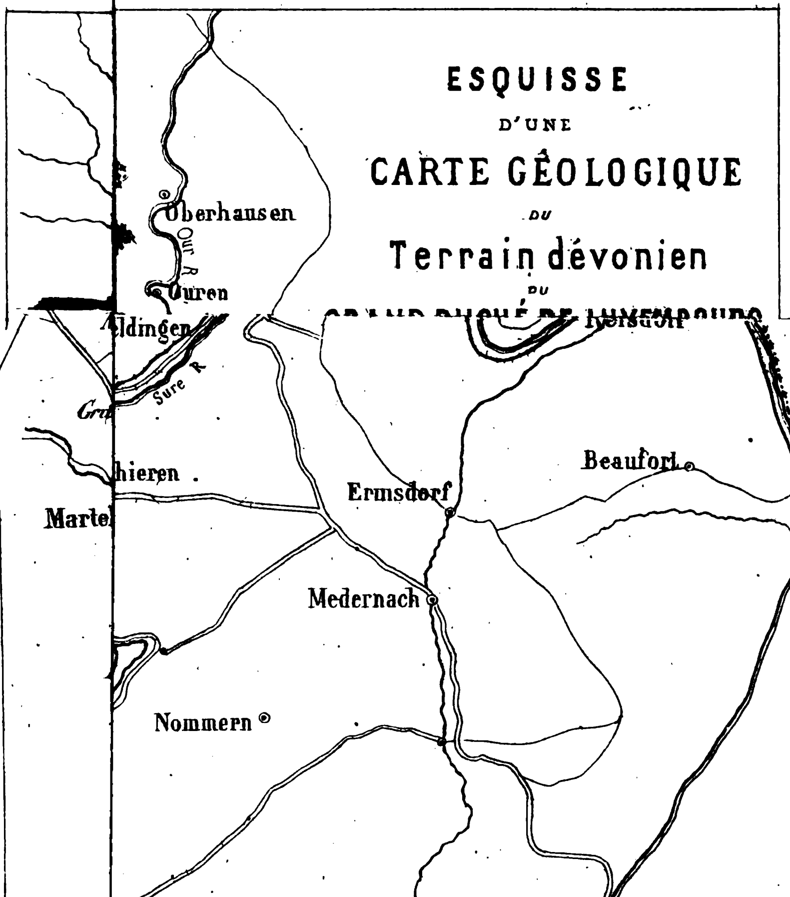
La tranchée du Chênois, entre les kilomètres 157 et 158, montre des grès stratoïdes recouverts de schistes phylladiques ilménitifères. Vers le sud de la tranchée on voit, aux kilomètres 157 et 158, un banc rougeâtre assez remarquable par sa couleur et par sa constitution minéralogique. Il ne contient pas d'ilménite ; le titane y est à l'état de rutile ; il est accompagné de chlorite en houppes et d'un minéral rhomboédrique encore indéterminé.

La tranchée du bois de Gérimont, entre les kilomètres 158 et 159, montre des schistes légèrement pailletés avec bancs de grès stratoïdes altérées ; incl. S. 40° E. = 30°.

Dans les petites tranchées entre le kilomètre 159 et la station de Longlier on ne voit que des schistes noirs, assez altérés, pailletés ou grenus, selon que les lamelles d'ottrélite sont parallèles ou obliques par rapport aux feuillets, ils sont accompagnés de bancs de grès stratoïdes aussi très altérés.

On peut suivre les schistes de Tournay vers le nord-est entre les schistes gris de Sainte-Marie et les phyllades de Neufchâteau. Ils présentent toujours les mêmes caractères sans qu'il y ait à noter autre chose que l'abondance des cavités clinoédriques. On les voit à Morinval, au Tronquoi, à Respelt. Au Tronquoi, il y a de nombreuses carrières dans les grès stratoïdes qui sont probablement sur le prolongement des grès de Verlaine (incl. S. 15° O.).

Ils vont passer entre Bercheux et la station de Widaumont. Au S. de cette gare, les grès du Tronquoi forment un plateau élevé qui se continue jusque près de la station de Morhet.



Dessiné par

Lith. Ed. Boldoduc. Lille

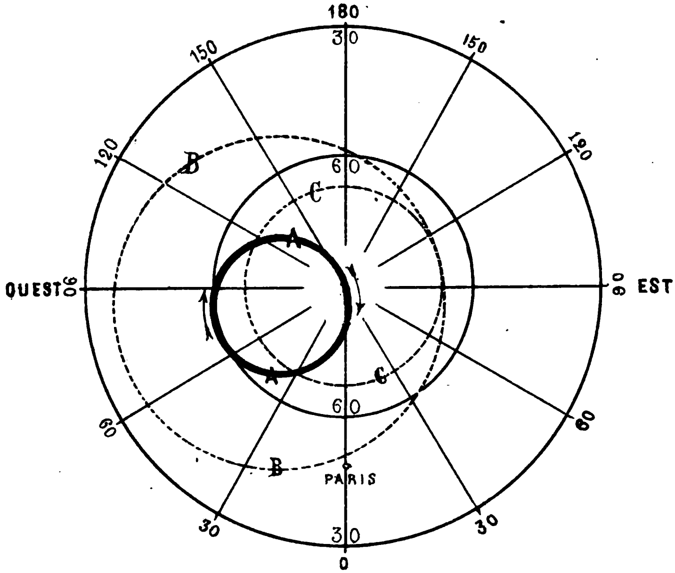
E²

Quarzophyllades d'Heinerscheid

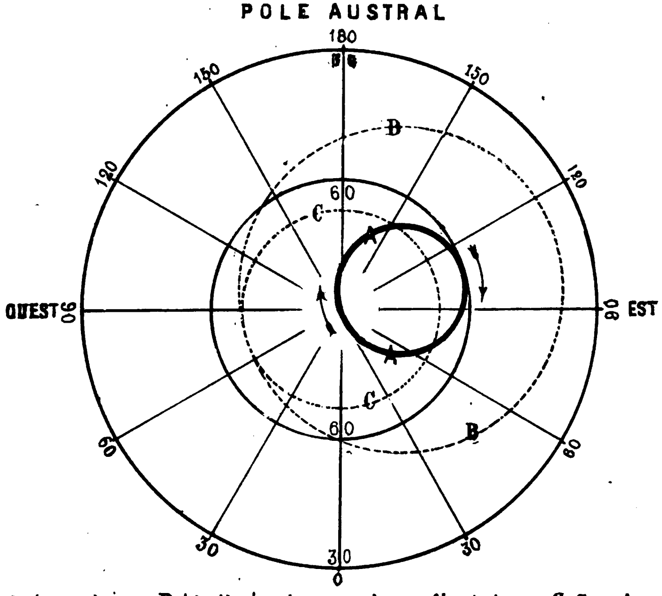
Schistes de Wiltz

LES RÉVOLUTIONS POLAIRES

PÔLE BORÉAL



PÔLE AUSTRAL



A. Trajectoire polaire. — B. Limite des immersions glaciaires. — C. Cercle polaire.
Les flèches indiquent le sens du glissement

Lith Ed Boldoduc. Lille

Les affleurements y sont peu nombreux, le sol est en grande partie couvert de bruyères et de marais où prennent naissance la Sure et ses affluents.

Les couches les plus élevées de la zone affleurent sur les bords de la vallée de la Sure à Vaux-les-Rosières. A l'O. de ce village, on ne voit guère que des schistes ilménitifères avec bancs de grès stratoïdes intercalés. Dans le village on exploite des schistes noirs, compacts, durs, remplis d'empreintes végétales (incl. S. 25° E. = 45°) ; ils contiennent quelques bancs de grès et passent parfois aux quarzophyllades. Près du moulin de Rosières, à un niveau géologique un peu plus élevé, on exploite pour dalles des quarzophyllades ; ceux-ci plongent de 50° au S. 40° E. sous de nouveaux phyllades à empreintes végétales qui appartiennent à la zone supérieure.

Les schistes de Tournay vont passer entre la station de Morhet et Remichampagne. Un peu au S.-O. de la borne 42 de la route de Bastogne, on a ouvert un trou dans des quarzophyllades fossilifères chargés de grenats. Ce doit être le gîte indiqué par Dumont sous le nom du bois de Belle-Eau. Ils sont accompagnés de schistes ilménitifères.

Le chemin de Remichampagne à Assenois est tout le long sur les schistes ilménitifères.

Au N. et à l'O. d'Assenois on rencontre les schistes arénacés à poussière verte caractéristiques de l'assise de Bastogne. Dans le village même, à l'entrée du chemin de Bastogne, on a ouvert une carrière dans des schistes noirs, durs, à cavités clinoédriques ; je les rapporte aux schistes de Tournay. Si on se dirige vers Hompré on trouve au milieu des schistes de même nature quelques bancs zonaires qui rappellent l'assise de Bastogne. A 500 mètres du village, on rencontre, toujours dans les mêmes schistes, des couches plus quar-

zeuses qui passent aux quarzophyllades. A 800 mètres, la zone supérieure commence par des phyllades grossiers à débris végétaux.

La zone des schistes ilménitifères coupe la route de Bastogne à Arlon entre la chapelle de N.-D. de Bonne-Conduite et Remefosse, le chemin de Villers-la-Bonne-Eau autour de Saivet et la route de Bastogne à Wiltz entre les bornes 1 et 4. Autour de Marwie il y a des exploitations de grès qui ont souvent un faciès anoreux.

Sur la route de Bastogne à Longvilly, on rencontre à Neffe une grande tranchée dans des schistes noirs, compacts, presque phylladiques, percés de cavités clinoédriques ; ils contiennent des bancs de grès stratoïdes et quelques couches zonaires qui rappellent l'assise de Bastogne. Une carrière de grès gris siliceux, située à 200 mètres environ au S. du château de Neffe est probablement sur le prolongement des bancs de Marwie.

Au moulin de la Barbe, un peu à l'est de Neffe, il y a un banc de grès biotitifère dont on fait des pavés. A 300 mètres au-delà, on atteint les phyllades ; mais la route fait bientôt un coude et au N. de Mayeret elle rentre dans les schistes noirs compacts de la zone inférieure ; on les coupe dans plusieurs tranchées près d'Arloncourt. Les paillettes d'ilménite deviennent plus rares.

Au moulin du réservoir à Longvilly on exploite des grès stratoïdes accompagnés de schistes noirs zonaires dont l'inclinaison est de 30° au N. 25° O., aussi sont-ils souvent transformés en cornéenne. Tout le village de Longvilly est sur ces schistes compacts ; on les voit encore en montant vers le N.-O. par le chemin d'Obourcy ; ils y sont recouverts d'un limon sableux verdâtre qui ferait facilement croire que l'on est dans l'assise de Bastogne ; mais les phyllades se montrent partout au S. de Longvilly et les schistes noirs compacts se développent au N. jusqu'au-delà de Moinet.

Les schistes qui contiennent le minerai de plomb sont au contact des zones taunusiennes inférieure et supérieure; ils appartiennent plutôt à la première qu'à la seconde.

Ils sont souvent zonaires, c'est-à-dire que l'on y distingue des zones plus claires où les grains de quarz sont plus gros et accompagnés de débris détritiques de feldspath triclinique et surtout de tourmaline.

Au N. de Moinet, les schistes noirs contournent la pointe de l'assise de Bastogne et se relient avec les schistes de même âge et de même apparence qui limitent au nord le promontoire gédinnien. Ces deux bandes cheminent ensemble vers St-With sans qu'il soit possible pour le moment de les distinguer. Elles forment une masse de schistes noirs compacts qui par altération deviennent bleuâtres, puis gris, et se transforment en une argile grise très plastique. Ils contiennent des bancs de phyllades et des couches de grès stratoïdes gris ou verdâtres. Mais ces grès sont aussi très altérables et lorsqu'ils se décomposent, ils donnent naissance à un sable argileux de nuance vive. Ces caractères, déjà manifestes près de la station de Buret-Tavigny, se développent surtout dans le nord du Grand-Duché de Luxembourg. On peut rapporter à la zone taunusienne inférieure les couches de ce pays que j'ai désignées sous le nom de schistes de Bas-Bellain (1). Je ne les décrirai pas.

En Prusse, la zone inférieure aux phyllades est plus arénacée. La haute colline du Steinemann, située presque sur la frontière, est formée de schistes durs, grossiers ou phylladiques. On y trouve aussi quelques bancs de grès ou de grauwacke fossilifère. Le village d'Espeler est sur des grès schistoïdes qui alternent avec des schistes arénacés et qui, dans leur prolongement vers le N.-E., vont passer entre Thommen et Grüfflingen. Au sud sont des schistes noirs plus compacts qui affleurent le long de la route entre Grüfflingen

(1) Ann. soc. géol. du Nord, t. XII, p. 290.

et Durler. Au nord, à Aldringen, à Maldingen, à Braunlauf, on exploite aussi des schistes compacts noirs accompagnés de grès stratoïdes, mais ces couches pourraient bien être dans le prolongement de celles d'Houffalize et de Limerlé, c'est-à-dire appartenir au bassin de Dinant.

Zone supérieure du taunusien à l'E. de Fays-les-Veneurs. — Phyllades d'Herbeumont. — A partir de Bertrix la zone supérieure du taunusien présente seule des caractères phylladiques assez prononcés pour pouvoir fournir des ardoises. On peut l'appeler zone des phyllades d'Herbeumont, d'après le nom général que portent les ardoisières situées sur le ruisseau d'Aise à la limite des territoires de Bertrix et d'Herbeumont.

La couche ardoisière la plus inférieure est celle des *Anciennes ardoisières* creusées dans la rive droite du ruisseau entre la borne 9 et 10 de la route de Bertrix. C'est probablement la même qui est exploitée un peu à l'ouest dans une grande ardoisière à ciel ouvert dite *Maljoyeuse*.

Une seconde veine située plus au sud est exploitée dans le bois à l'*Ardoisière des Colard*, et près de la 11e borne aux ardoisières de la *Nouvelle Carrière* et de la *Nouvelle Ardoisière*. La même veine passant sous le bois du Cul-du-Mont est exploitée un peu au nord de Marbehan dans l'*ardoisière Lenglez*.

Enfin, une troisième veine a été exploitée à l'*ardoisière Babnet*, sur la route, entre la 13e et la 14e borne.

Les trois bancs ardoisiers d'Herbeumont sont séparés par des quarzophyllades fossilifères qui ressemblent beaucoup à ceux du hundsruckien situés un peu au sud. On peut se demander, malgré les légères différences qu'il y a entr'eux, s'ils ne font pas partie d'une seule et même couche brisée en trois tronçons par des failles. Quoiqu'il en soit les ardoises d'Herbeumont sont calcarifères. Dumont signale un banc calcaire sous la couche d'ardoise, comme cela est aussi à Alle.

L'inclinaison est de 33° à 45° au S. 12° E. aux *Anciennes Ardoisières ;* la seconde veine est plus inclinée et la troisième l'est encore plus.

La bande ardoisière d'Herbeumont se prolonge à l'est le long du ruisseau de la Grosse-Fontaine que suit la nouvelle route qui se rend à la gare de St-Médard; on y a ouvert plusieurs exploitations. Les pentes de cette vallée sont couvertes de blocs de quarz blanc détachés des filons qui traversaient les phyllades. Les mêmes phyllades avec filons de quarz constituent les tranchées au sud de la gare ; elles sont exploitées dans une carrière près du village. Inclinaison S. 15° E.

Plusieurs ardoisières ont été ouvertes aux environs de Neufchâteau. Telles sont celles de Martilly près de Straimont, de Warifontaine près de Grapfontaine, *d'en haut et d'en bas*, à Neufchâteau, du *Chaud-Renard,* entre cette ville et Longlier. Le phyllade ardoisier occupe une zone qui s'étend de Longlier au N. jusqu'à Straimont au S. Il est divisé en deux parties par un banc de quarzophyllades fossilifères qui passe à Grappefontaine.

Dans les tranchées du chemin de fer de Luxembourg situées au S.-E. de la station de Longlier entre les kilomètres 161 et 162, on voit les phyllades ardoisiers ; au-delà la roche est encore noire et phylladique, mais elle est moins dure et se délite plus facilement; cependant, on peut encore rapporter au taunusien toutes les tranchées jusqu'à Bernimont, au kilomètre 167. Ces couches supérieures passent à Marbay, où elles sont exploitées (incl. S. 25° E) et près de Maisonville.

Au-delà de Longlier, les phyllades se prolongent dans la direction de la route de Bastogne. A Molainfaing, on voit leurs rapports à la zone ilménitifère inférieure. Au nord du village, le long du ruisseau de Grandfaing, il y a un rocher de quarzophyllades remplies de parties charbonneuses. Cette couche doit passer au sud des phyllades noires qui sont

exploitées au sommet de la colline. Si on descend vers le N., on trouve d'autres carrières ouvertes dans des schistes compacts noirs pailletés d'ilménite.

Les phyllades sont très développés entre Molainfaing et Jusseret et autour de ce dernier village. Si on se dirige de Jusseret vers le nord par la route de Bercheux, on trouve près de la croix deux carrières : celle du haut est ouverte dans des quarzophyllades inclinés au S. 30° E.; celle du bas dans des schistes fossilifères où j'ai recueilli :

Homalonotus planus.
Pterinea lamellosa.
Spirifer primaevus ?
Spirifer aculeatus.
Orthis, nov. sp. Y.
Streptorhynchus umbraculu
Leptœna spathulata.
Leptœna Murchisoni.
Pleurodyctium problematicum.

Cette faune rappelle beaucoup celle de Montigny-sur-Meuse et d'Houffalize. Elle tendrait donc à faire rapporter les schistes de Jusseret au hundsruckien ; mais leur position au milieu des couches précédemment décrites ne permet pas de les en séparer.

Dans la vallée de la Sure et des ruisseaux qui y affluent entre Nives, Sure, Vaux-les-Rosières, on rencontre des phyllades et des quarzophyllades exploités pour dalles ; leur inclinaison est au S. 25° ou 40° E.

La zone phylladique se dirige ensuite sur Salvacourt où on observe l'inclinaison S. 50° E. = 75° dans une ancienne ardoisière à ciel ouvert. Elle traverse la route d'Arlon au S. de Remefosse et le chemin de Villers-la-Bonne-Eau près de Luttrebois. Le long de ce chemin on trouve dans les phyllades un banc de grès blanc de faciès anoreux. Sur le même chemin, à 1,800 mètres au N. de Luttremange, il y a un peu à droite de la route, des exploitations de grauwacke grossière fossilifère intercalée dans les phyllades à la partie supérieure du taunusien.

Sur la route de Bastogne à Wiltz, on rencontre les phyllades dès que l'on dépasse le ruisseau près de la 4e borne et on le suit presque jusqu'au bureau de douane où on atteint les quarzophyllades hundsruckiens ; elles forment aussi le sol du village de Wardin. On y trouve des bancs arénacés, sur la route de Wardin à Bras, par exemple.

Les phyllades passent au S. de Longvilly ; on les rencontre à l'est de ce village dès qu'on franchit la frontière luxembourgeoise. On les voit dans le Grand-Duché autour d'Allerborn, entre Trotten et Bœgen, à Asselborn et à Trois-Vierges. Je ne reviendrai pas sur les détails que j'ai donnés dans une note toute récente ; je me bornerai à rappeler qu'au-delà de Trois-Vierges, la zone phylladique présente une modification minéralogique considérable, en apparence du moins. Elle renferme de nombreux bancs de grès qui forment des collines alignées à la surface du plateau.

En Prusse, elle conserve le même caractère ; elle va passer entre Durler et Reuland, entre St-With et Alzerath. Le plateau de St-With est formé par la réunion de diverses bandes de schistes noirs plus ou moins phylladiques qui sont assez nettement séparées en Belgique : phyllades d'Herbeumont et schistes de Tournay constituant le taunusien du bord septentrional du bassin de Luxembourg ; phyllades de Limerlé représentant probablement le taunusien du bord méridional du bassin de Dinant ; schistes et phyllades de Cierreux constituant le taunusien du bord septentrional du bassin de Dinant. Peut-être entre ces deux dernières bandes pourrait-on distinguer le représentant des phyllades d'Houffalize qui appartiennent au hundsruckien du bassin de Dinant.

Taunusien sur le bord méridional du bassin du Luxembourg. — Le taunusien n'est encore connu ni sur le bord méridional du bassin de Charleville dans la vallée de la Meuse, ni au nord de la côte de Givonne. Il se pourrait

cependant que l'on doive lui rapporter quelques-uns des schistes noirs qui forment le sol au N. du bois de Sedan. C'était du reste l'opinion de Dumont.

A l'est de l'affleurement cambrien de Givonne, on voit sur le bord de la Semoy, à Sainte-Cécile, des phyllades noirs inclinés vers le S. 15° E. Dumont les met dans le taunusien et je partage sa manière de voir.

Près de la forge Roussel, au N. de Florenville, le chemin de fer traverse une grande tranchée dans du grès vert sombre quelquefois stratoïde, intercalé dans des phyllades noirs. Les couches sont ondulées, quelquefois horizontales, plongeant tantôt au sud, tantôt, quoique plus rarement, au nord.

Des phyllades noirs, fortement inclinés au S. 35° E., forment les rochers de la Semoy au N. de Chiny et ceux de la Vierre au S. de Suxy.

La bande taunusienne traverse le chemin de fer d'Arlon entre Mellier et Marbehan. Contre la gare de Mellier, on exploite des schistes noirs très phylladiques que l'on pourrait rapporter au taunusien aussi bien qu'au hundsruckien. Dans la tranchée près de la gare, ces schistes sont accompagnés de quarzophyllades et de grès micacés. On voit les mêmes roches dans la tranchée qui est plus au nord, mais les quarzophyllades y dominent; aussi doit-on les rapporter à l'assise hundsruckienne des quarzophyllades de Nouzon. On peut donc admettre que la limite des deux assises passe au nord de Mellier.

Les tranchées situées au S. de Mellier et du kilomètre 173 montrent des schistes grossiers et des quarzophyllades que l'on rangerait volontiers dans le hundsruckien, si à l'est de la voie il n'y avait des schistes noirs phylladiques ressemblant complètement à ceux de Mellier.

A mesure que l'on avance vers le sud, le caractère taunusien se manifeste davantage. Les tranchées ouvertes près des forges montrent des phyllades noirs et des grès gris foncé ou

clair, disposés en couches faiblement inclinées ou même ondulées Le même grès gris clair qui rappelle tout à fait celui d'Anor, est exploité près du ruisseau au N. de la station de Marbehan.

Le taunusien se prolonge sous les forêts de Rulle et d'Anlier en une vaste zone dont il est bien difficile de tracer les limites. Sous l'église de Thibessart on voit des schistes noirs compacts avec bancs de schistes quarzeux passant aux quarzophyllades (incl. S. 80° E. = 45°). Ils sont probablement le prolongement des couches de Mellier.

A Anlier, il y a à l'est du village une grande colline de grès blanc de faciès anoreux, exploité pour l'empierrement des routes. A l'O., contre le moulin, on extrait du grès gris en plaquettes au milieu de schistes noirs compacts presque phylladiques. Des grès analogues sont aussi exploités entre Louftemont et Béhème, où ils plongent de 40° vers le N 15° O. Ils paraissent, comme les précédents, former une amande au milieu de phyllades et de schistes quarzeux. On rencontre aussi de gros blocs de grès sur le chemin de Béhème à Thibessart.

Le taunusien se montre encore à Martelange avec ses caractères les plus essentiels. Au S. du village, sur les deux côtés du ruisseau qui fait la frontière de la Belgique et du Grand-Duché de Luxembourg, on exploite des ardoises noires inclinées de 60° au S. 38° E.

Si on se dirige au N.-O. par la route de Fauvillers, on traverse plusieurs tranchées dans des schistes noirs, compacts et, avant d'arriver au pont, on rencontre des carrières dans du grès gris de fumée, riche en fossiles. J'y ai recueilli :

Spirifer primævus.	*Rhynchonella.*
Sp. conf. *Decheni.*	*Orthis circularis.*
Sp. hystericus?	*Leptœna Murchisoni.*
Spirigera undata?	*Pterinea*

A l'O. de Rudelange, on voit encore du grès et à Wisembach on entre dans les schistes noirs compacts où on a

ouvert une carrière pour l'exploitation des dalles. Les schistes forment de beaux rochers aux environs de Bodange (incl. S. 20° E.); on peut les suivre jusqu'à 1 kilomètre au N. de Fauvillers, où une carrière est encore ouverte dans des schistes phylladiques noirs. Au delà ce sont les quarzophyllades du hundsruckien.

Si, au contraire, on se dirige de Martelange vers le S. par la route d'Arlon, on ne voit dans la forêt d'Anlier que des schistes noirs, le plus souvent compacts, mais présentant parfois un caractère nettement ardoisier. Le long de la route de Virton, qui se détache de la précédente, à la Corne-du-Bois-du-Pendu, on rencontre des schistes noirs jusqu'à Heinstert et, en approchant d'Habay, on voit des schistes quarzeux et des quarzophyllades.

On peut donc admettre que le taunusien constitue aux environs de Martelange une voûte dont l'axe serait formé par les ardoises et par les grès fossilifères et dont les couches plongeraient de chaque côté sous des quarzophyllades hundsruckiens. La largeur de la bande est tellement considérable qu'on la doit supposer affectée de plis nombreux.

Elle se continue avec la même largeur dans le Grand-Duché, où elle constitue l'assise que j'ai désignée sous le nom de schistes de Kautenbach (1).

Bien que le mémoire de Dumont sur le terrain rhénan ne soit pas très explicite sur tout ce qui concerne le bassin du Luxembourg, il est facile en le lisant de constater que je range dans le taunusien toutes les couches dont il a fait du hundsruckien et, partiellement du taunusien. Quant au reste de son taunusien, on a vu par deux notes antérieures (2)

(1) *Annales de la Société géologique du Nord*, t. XII, p. 283.

(2) Note sur les schistes de St-Hubert dans le Luxembourg et principalement dans le bassin de Neufchâteau. Ann. soc. géol. du Nord, t. XI, p. 258. — Note sur les schistes de Bastogne. Ann. soc. géol. du Nord, t. XII, p. 173.

que je l'attribue au gédinnien, assise de St-Hubert. Je m'appuie pour proposer ces changements sur les relations stratigraphiques des couches phylladiques du Luxembourg avec les phyllades noirs du golfe de Charleville. J'ai suivi toutes ces couches avec assez de soin pour être assuré de leur continuité.

Ainsi mon travail est basé sur les importantes découvertes paléontologiques de M. Jannel. Je suis heureux de constater ce nouveau service qu'il a rendu à la géologie ardennaise.

Il m'est impossible de terminer cette lecture sans remercier de nouveau M. Barrois, de la collaboration indispensable qu'il m'apporte par l'étude microscopique des roches.

Séance du 17 Juin 1885.

M. Achille Six fait la communication suivante :

Le métamorphisme par torsion dans la Chaîne hercynienne,

Analyse d'un mémoire de M. **K. A. Lossen** (1)

par M. **Ach. Six.**

La longue chaîne hercynienne, qui monte des Ardennes vers le centre de l'Allemagne pour aller s'aplatir dans les plaines de la Pologne, est formée, comme on sait, de terrains paléozoïques en couches redressées, disloquées; elle constitue ainsi une ligne solide et dure, l'échine qui donne attache à la musculature de l'Europe, constituée par les terrains tertiaires unis à l'axe solide par les couches mésozoïques. Le contraste offert par la nature des roches dont l'entassement a produit l'axe et par celle des sédiments qui

(1) *K. A. Lossen :* Ueber das Auftreten metamorphischer Gesteine in den alten paläozoischen Gebirgskernen von den Ardennen bis zum Altvatergebirge und über den Zusammenhang dieses Auftretens mit der Faltenverbiegung (torsion). Sitzungsber. der Gesellsch. naturforsch. Freunde zu Berlin, 17 Mars 1885, p. 29 à 83. Voir aussi *K. A. Lossen :* Zeitschrift der deutsch. geologisch. Gesellsch., t. XXXVII, p. 222 et 224.

sont venus arrondir ses contours et former ses dépendances, a depuis longtemps frappé les géologues allemands. Pour eux les éléments de la colonne vertébrale européenne sont les *Kerngebirgsschichten*, ceux des tissus qui s'y attachent sont depuis longtemps célèbres sous le nom de *Flözgebirgs-schichten*. Si ce dernier nom, en évoquant le souvenir des œuvres de Quenstedt, rappelle une série ininterrompue de travailleurs dévoués à l'histologie de cette partie des organes du globe, l'étude des *Kerngebirgsschichten* a elle aussi occupé et occupe encore un grand nombre de savants ; c'est la partie la plus difficile, mais aussi la plus intéressante, peut-être, à deviner de l'énigme que le sphynx terrestre pose aux audacieux qui ne craignent pas de l'interroger.

Est-il nécessaire de rappeler les noms de ceux qui depuis L. de Buch et Elie de Beaumont jusqu'à MM. Lory, Heim et Baltzer se sont occupés de l'étude générale des plissements des montagnes et plus particulièrement des montagnes hercyniennes ? Malgré sa longueur, l'énumération en serait sans doute incomplète, aussi me contenterai-je de rappeler simplement les grands traits de la structure fondamentale de cette chaîne et de montrer les diverses phases du plissement qui a amené les couches qui la forment à la position et à l'état où nous les voyons aujourd'hui.

M. Gosselet nous a habitués à distinguer dans l'Ardenne paléozoïque deux grands ridements principaux (1) : 1° le ridement de l'Ardenne, qui a commencé à se produire après le dépôt du silurien moyen et s'est terminé avant celui des plus anciennes couches devoniennes ; 2° le ridement du Hainaut, postérieur à l'époque houillère et antérieur à la période secondaire. Un troisième ridement, celui du Hundsrück eut lieu dès l'époque coblenzienne (devonien inférieur).

Avant lui, Elie de Beaumont distinguait dans l'Ardenne

(1) Voir *J Gosselet* : Esquisse géologique du nord de la France et des contrées voisines. Terrains primaires. Lille, 1880.

trois systèmes de soulèvements : 1° le système du Westmoreland et du Hundsrück (56°), compris entre le silurien et le devonien ; 2° le système des Ballons et des collines du Bocage (102°), entre le calcaire carbonifère et le millstone grit ; 3° le système des Pays-Bas et du sud du Pays de Galles (81°), entre le grès rouge et le Zechstein, c'est-à-dire au milieu du terrain permien.

En 1863, M. Gosselet démontrait (1) : 1° que le soulèvement qui rida l'Ardenne était antérieur au devonien, même au rhénan ; or, on sait que l'étage gédinnien n'est connu que dans l'Ardenne ; de plus, il y a une certaine tendance actuellement à rattacher au gédinnien une partie du silurien supérieur (étages F, G, H de Barrande) : l'hercynien, en un mot, serait devonien et parallèle à notre gédinnien. Cette opinion, émise par M. E. Kayser, nous paraît devoir s'imposer, malgré la vive opposition dont elle est l'objet. Or, le système du Westmoreland et du Hundsrück, venant se placer après le dépôt du gédinnien, est plus récent que le ridement de l'Ardenne ; 2° qu'il n'y a eu dans l'Ardenne aucune dislocation particulière à l'époque du système du Westmoreland et du Hundsrück ; 3° qu'il en est de même du système des Ballons et des collines du Bocage ; enfin, 4° que le ridement du Hainaut a pu se faire depuis le dépôt du terrain houiller jusqu'à l'époque triasique, si on s'en tient à l'étude de la Belgique.

Aussi, dans la première édition de son *Esquisse géologique*, tout en faisant remarquer la grande variation qu'affecte la direction des couches, notre maître signalait la tentative, faite par M. Dewalque, de relier le ridement ardennais au système du Finistère et abandonnait définitivement cette belle théorie que ses observations dans l'Ardenne ne lui

(1) *J. Gosselet*: Observations sur les dislocations brusques éprouvées par les terrains primaires de la Belgique. Bull. Soc. géol. de Fr., 2e sér. t. XX, p 770.

semblaient pas vérifier. Il rapproche néanmoins le ridement du Hainaut du système des Pays-Bas et du nord (*sic*) du Pays de Galles.

En 1880, outre le ridement de l'Ardenne et celui du Hainaut, il admet encore le ridement du Hundsrück, postérieur à la grauwacke, mais antérieur à l'époque houillère.

N'y a-t-il donc aucune relation entre les soulèvements d'Elie de Beaumont et les ridements admis par M. Gosselet? Pour essayer de répondre à cette question, examinons-les successivement.

Nous avons déjà dit que M. Dewalque avait fait remarquer la coïncidence de certaines directions du massif silurien avec celle qu'Elie de Beaumont attribue à son système du Finistère. En effet, si nous venons à faire un tableau des directions des couches de ce système, d'après les travaux de notre maître, nous relevons les indications suivantes :

Au mont Fourlichet, entre Revin et Fumay	E.25°N.	soit 65° [1]
Environs de Rocroy	E.20°N.	— 70°
Huccorgne.	E.30°N.	— 60°
Gembloux.	E.23°N.	— 67°
Environs d'Hirson	E.20° S.	—110°
Nivelles	E.30° S.	—120°
Steenkerque	E.30° S.	—120°

Dans la 1re édition de l'*Esquisse*, nous relevons :

A l'O. d'une ligne tracée de Bruxelles à Signy-le-Petit	E.20° à 30°S.	soit 110 à 120°
A l'E. de cette ligne	E 20° à 30°N.	— 60 à 70°
A Spa	E.35°N.	— 55°
A Montjoie (Prusse).	E.50°N.	— 40°

Enfin, dans la 2e édition de l'*Esquisse* :

Massif de Stavelot	O 45°S.	— 45°
Massif de Rocroi (partie orientale)	O.15°S.	— 75°
Massif de Rocroi (partie occidentale) . . .	O 10°N.	— 100°

(1) En comptant de 0° à 180°. Voir *J. Gosselet* : Dislocations brusques, etc., p. 776.

Rien, en effet, comme on le voit, de plus variable que ces directions. Nous constaterons de suite, avec notre maître, que la direction générale est E.-O. avec une tendance vers le nord au fur et à mesure qu'on avance vers l'est. Nous verrons comment M. Lossen explique cette déviation qu'il retrouve partout dans la chaîne hercynienne. Mais si nous nous en tenons au premier tableau, résultant d'observations isolées, et non de moyennes arithmétiques, comme les deux autres, précaution indispensable afin de ne pas introduire d'éléments hétérogènes dans cette discussion, nous remarquons que les directions des couches se partagent nettement en deux groupes : l'un ayant une orientation variant entre 60° et 70°, l'autre dirigé suivant 110° à 120°. Le premier correspond bien au système du Finistère (74°) d'Elie de Beaumont, le second indiquerait assez le système du Morbihan (132°), surtout si nous faisons entrer en ligne de compte la remarque importante déjà signalée qu'il y a tendance générale des couches à se redresser vers le nord.

Le ridement du Hundsrück a été réuni par E. de Beaumont à celui du Westmoreland sous le nom de système du Westmoreland et du Hundsrück (56°). Ce système est bien développé dans l'Erzgebirge et le Harz, où on peut constater qu'il est postérieur au Culm, mais néanmoins plus ancien que le ridement du Hainaut. M. Gosselet le pense du reste contemporain du ridement qui fit émerger l'Eifel à l'époque famen nienne.

Le ridement du Hainaut est désigné par Elie de Beaumont sous le nom de système des Pays-Bas et du sud du Pays de Galles, avec direction de 81°. Nous ne dirons pas avec M. Gosselet que l'illustre géologue « s'est trompé en lui attribuant une direction unique, » mais bien que cette direction, *primitivement unique*, a été modifiée postérieurement par d'autres dislocations, comme l'admettait lui-même Elie de Beaumont. S'il est vrai que, comme le dit M. Gosselet,

« c'est une erreur de croire que la direction d'une faille ou d'un plissement puisse indiquer l'époque géologique où ils se sont faits », il n'en est pas moins vrai que ces accidents ont dû se produire suivant des lois mathématiques [1], que le génie de de Beaumont a permis d'entrevoir et qui reçoivent maintenant d'autres mains des perfectionnements qui n'en font que mieux ressortir la justesse [2]. Mieux que tout autre peut-être, ce ridement montre les variations dans la direction des couches, plus que tout autre aussi, il vient à l'appui de la loi que Lossen a posée. Le tableau suivant extrait des travaux de M. Gosselet, nous montrera, tout comme le premier, le redressement progressif vers le nord que subissent les plissements à mesure qu'on se dirige vers l'est :

A Avesnes	E.20°N. soit	70°
Bords de la Meuse.	E. —	90°
Près de Modave	E 30°N. —	60°
Entre Spa et Liège.	E.40°N. —	50°

La direction primitive des couches semblerait être celle qu'affectent les plissements du Hainaut et du Boulonnais, c'est-à-dire E.15°S. soit 105°.

En présence de cette énorme variation de 50° à 105° dans la direction du soulèvement, actuellement constatée, il faut renoncer à déterminer l'âge des terrains par l'orientation des chaînes montagneuses qu'ils forment, ce qui ne porte nulle atteinte à la théorie du grand géologue.

Suivant la nomenclature adoptée par les auteurs allemands, d'après L. de Buch [3], le système du Westmoreland et du

(1) Ἀεὶ ὁ Θεὸς γεωμέτρει.

(2) Voir, entre autres, les travaux de M. Lowthian Green sur le réseau tétraédrique.

(3) *L. von Buch* : Lettre à C C. von Leonhard sur les systèmes géognostiques de l'Allemagne, 1824. Voir ses œuvres publiées par J. Ewald, J. Roth et W. Dames, 3e vol., p. 218, pl. 6.

Hundsrück serait le système bas-rhénan ou de l'Erzgebirge, celui des Pays-Bas et du Pays de Galles s'appelant le système hercynien ([1]) ou du Frankenwald. Bien que les deux systèmes existent dans la chaîne hercynienne, le bas-rhénan prédomine à l'ouest du Harz, vers le Rhin et les Ardennes, l'hercynien étant, au contraire, prépondérant dans l'est, du côté des Monts Sudètes. Dans le Harz et les massifs du Fichtelgebirge et du Thüringerwald, les systèmes de plis s'entrecroisent et s'influencent, en produisant des phénomènes mécaniques qui ont eu pour principal effet le développement dans ces régions d'un métamorphisme régional intense, compliqué et masqué en certains endroits par le métamorphisme de contact causé par l'éjaculation de matières éruptives, en particulier de granite. Les filons métallifères ou éruptifs ont naturellement suivi les lignes de fracture résultant du conflit des deux ridements et on ne peut méconnaître les grands rapports qu'affectent dans ces régions les deux espèces de métamorphisme. Ce massif est donc le plus favorable à l'étude de ces phénomènes, et M. Lossen, qui a consacré sa vie à la recherche de sa structure, était mieux préparé qu'aucun autre à appliquer au reste de la chaîne les brillants résultats auxquels il était arrivé.

Ce petit massif isolé du Harz, véritable gemme taillée par la nature pour rehausser la parure uniforme et trop simple de la grande plaine de l'Allemagne du Nord, a toujours été considéré comme renfermant le secret vainement recherché dans les autres montagnes. « Depuis la célèbre description qu'en a faite Lasius, disait von Dechen ([2]), les géologues l'ont toujours considéré comme un bijou parmi les contrées du

(1) De la Hercynica silva des anciens, c'est-à-dire du Waldgebirge bohémien-bavarois.

(2) Sitzungsber. der niederrheinisch. Gesellsch. in Bonn. 1870, p. 21

nord de l'Allemagne classiques pour leur science. » Aussi est-ce avec la certitude d'être de quelque utilité à la science française que je viens présenter le résumé de considérations dont la portée générale n'échappera à personne; il m'a semblé nécessaire de les faire précéder de quelques mots sur les soulèvements, dont la théorie nous est peu familière, car nous sommes plutôt accoutumés à celle des actions horizontales de refoulement.

Le mémoire du savant géologue allemand dont j'ai à vous entretenir peut se résumer en quelques lignes : dans la série ancienne des roches paléozoïques qui forment le noyau de l'Europe centrale, depuis les Ardennes jusqu'aux Monts Sudètes et les « Montagnes du Vieux-Père » (Altvatergebirge, point culminant de la chaîne qui sépare la Moravie de la Silésie), il y a des roches métamorphisées ; ce métamorphisme régional est en rapport intime avec les phénomènes de torsion qui ont dévié ces couches déjà redressées pour ramener vers la ligne nord-sud l'axe de direction de leurs dislocations.

Je ne puis m'empêcher de faire remarquer de suite que cette idée de torsion des couches s'accorde le mieux du monde avec la théorie de M. Lowthian Green, d'après laquelle l'hexatétraèdre terrestre n'est pas régulier, mais doit nécessairement avoir été tordu, dévié en sens contraire du mouvement. Cette torsion peut toutefois aussi n'être que le résultat du conflit de deux forces de plissement, comme l'admet M. Lossen.

Les nombreux travaux [1] de M. Lossen sur le Harz, outre

(1) Voir en particulier : Sitzungsberichte der Gesellsch. naturforsch. Freunde zu Berlin, 1878, p 93; 1880, p. 1; 1881, p. 19 : 1883, p. 154. — Geologische Special-Karte von Preussen und Thüring Staaten (feuilles de Harzgerode, Pansfelde, Wippra, Schwenda). — Geologische Uebersichtskarte des Harzes, 1880 — Studien an metamorphischen Eruptiv- und Sedimentgesteinen, erläutert an mikroskopischen Bildern, Jahrb. der königl. preuss. geol. Landesanstalt für 1883, p. 619.

qu'ils nous ont exposé en détail la structure géologique de ces montagnes intéressantes à tant de points de vue, ont toujours fait ressortir ce fait important pour l'étude générale du métamorphisme, que dans cette région les plissements se sont produits avec une intensité toute particulière : ils ont été assez forts pour amener au jour et à la surface actuelle de dénudation de grands massifs granitiques, tels que le Brocken et le Rammberg. Le plissement du Harz ne diffère guère de celui qu'on peut observer dans les massifs paléozoïques de l'ouest (Taunus, Hundsrück, Eifel, Ardennes), du sud (Fichtelgebirge, Frankenwald, Thüringerwald), de l'est (Erzgebirge, Riesengebirge, Monts Sudètes), que par le plus haut degré d'intensité qu'il y a atteint, tout en étant de même nature. Si le savant géologue allemand nous a donné de précieux renseignements sur les auréoles produites par le métamorphisme de contact autour des masses éruptives dont il constatait la présence, il y a longtemps qu'il a fait ressortir l'importance dans le Harz du métamorphisme de dislocation. Dès 1872, il faisait remarquer que les schistes anciens du Harz étaient plissés en tire-bouchon (1), indiquant les phénomènes de torsion qui avaient disloqué ce massif, torsion qu'il rangeait dans la catégorie des actions mécaniques qui y avaient produit le métamorphisme régional. Il sut distinguer la limite à assigner aux deux espèces de métamorphisme dans les alentours des pitons granitiques, séparant avec soin les auréoles de contact des couches qui n'en formaient que l'avant-cour (*Vorhof*) ou la transition vers les schistes métamorphisés en masse, comme à Treseburg, près du Rammberg et à Wippra dans le sud-est du Harz.

Non content d'obtenir de si beaux résultats dans son petit district, il les étendit dès 1872 (2) aux couches métamorphiques du sud de la Norwège. A cette époque, il comparait

(1) Zeitschrift der geologischen Gesellsch., t. XXIV, p. 177.
(2) Zeitschrift der deutsch. geol. Gesellsch., t. XXIV, p. 778 et 779.

déjà les phénomènes de contact du granite et des syénites de cette région avec ceux qu'il avait observés autour du Rammberg et du Brocken. En 1882, Brögger (1) décrivait le contact du silurien des environs de Christiania avec les masses eugranitiques seulement, et il laissait entièrement de côté les roches éruptives exomorphisées plus anciennes qui jouent un rôle si important autour du Rammberg et du Brocken jusqu'à la vallée de l'Ocker. Elles n'y manquaient pourtant pas, car, après que Lossen eut montré au géologue norwégien les collections qu'il avait rapportées du Harz, celui-ci en reconnut les roches dans son pays et en 1873 (2) il décrivait dans le voisinage immédiat de la syénite augitique des hornfels ou cornéennes diabasiques, riches en hornblende, en biotite et en silicate de chaux; plus loin, il y avait transformation, comme dans le Harz, de la diabase en roche à amiante.

En 1881 (3), Lossen prouvait que les plis du Harz étaient tordus et rejetés par suite de tractions et de pressions; les anticlinaux dirigés du sud-ouest au nord-est par l'effet du système de soulèvement bas-rhénan, avaient été ramenés dans la direction N.-N.-E., autrement dit rapprochés de la direction du méridien par suite de la torsion que le système des plis hercyniens leur fit ultérieurement subir.

Aujourd'hui, il retrouve cette disposition dans toute la longueur de la chaîne hercynienne. Nous allons le suivre dans ce voyage.

Le Harz est le plus septentrional des massifs paléozoïques anciens de la chaîne du centre de l'Europe; au sud de cette région, entre le Thüringerwald et le Fichtelgebirge, le Frankenwald forme un autre massif de grauwacke et de schistes

(1) *Brögger:* Die silurischen Etagen 2 und 3 im Kristianiagebiet und auf Eker, 1882.

(2) *Brögger* : Spaltenverwerfungen in der Gegend Langesund-Skien. Nyt Magazin for Naturvidenskaberne, Bd. XXVIII, p. 253.

(3) Jahrb. der königl. preuss. Landesanstalt für 1881, p. 31 à 38.

anciens (1). Comme le Harz, il possède son Brocken, bien diminué, il est vrai, mais ayant exercé sur les masses minérales qui l'entourent la même influence que la célèbre montagne des sorciers. Autour du Hirschberg, sur la Haute-Saale, c'est-à-dire dans le pays de Saalfeld à l'O., de Hof au S., de Plauen à l'E., de Ronneburg au N., les travaux de von Gümbel et de Th. Liebe nous ont montré qu'il y avait des pointements granitiques perçant les terrains paléozoïques; ils paraissent pouvoir se rapporter à 3 groupes : l'un est celui de Gefell à l'E. et au N.-E. de Hirschberg, le second est en filon dans le kératophyre de Reitzenstein, à l'O.-S.-O. de Hirschberg; le troisième, situé au N.-O. de Hirschberg, au delà de Lobenstein et de Wurzbach, est formé d'une série de petits pointements granitiques disposés suivant une ligne S.-E. – N.-O., longue d'à peu près 8 kilomètres, se terminant vers le N.-O. par la masse de l'Hennberg à Weitisberga et Heberndorf; vers le S.-E., son axe paraît se diriger vers le piton de Reitzenstein. Richter (2) et F.-E. Müller (3) ont reconnu autour de ce massif granitique de l'Hennberg des anneaux métamorphiques de contact formés de Knotenschiefer (schistes glanduleux), de schistes à chiastolite et de cornéennes à andalousite; la largeur de cette zône de contact n'y est du reste que de 350 mètres et

(1) Voir pour l'étude de cette région :

Th. Liebe : Seebedeckungen Ost-Thüringens. Separatabd. d. Heinrichstags-Programme des fürstlichen Gymnasiums zu Gera, 1881.

Von Gümbel : Ueber die paläolithischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirges, 1874.

Von Gümbel : Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges, 1879.

Th. Liebe : Uebersicht über den Schichtenaufbau Ost-Thüringens. Abhandl. zur geol. Specialkarte von Preuss. und Thüring. Staaten, Bd. V, Heft 4, avec la carte géologique de la Thuringe orientale par Th. Liebe et Zimmermann, la carte du Fichtelgebirge par Gümbel, et les feuilles de Kirchberg et de Lössnitz, de la carte géologique de Saxe, par Dalmer.

(2) Zeitschr. der deutsch. geol. Gesellschaft, Bd. XXI, p. 341, pl. 5.

(3) Neues Jahrb. für Min., Geol. und Palaeont., 1882, Bd. II, p. 205.

encore Th. Liebe fait-il remarquer que ce métamorphisme n'existe qu'à l'O. et au S. du massif, les côtés N et E ne présentant qu'une zône très étroite de schistes du culm ; on sait que Lossen a observé les mêmes faits au Rammberg dans le Harz.

Le métamorphisme régional ou de dislocation, en raison du peu d'extension du métamorphisme de contact, est très intéressant à étudier dans cette région ; son action sur les roches éruptives les plus anciennes a donné naissance aux épidiorites et à une partie des protérobases de Gümbel; parmi ces dernières roches, celles qui datent du cambrien supérieur ou du silurien tout à fait inférieur méritent seules leur nom ; elles sont contemporaines des épidiorites, et précurseurs des diabases plus récentes et plus typiques qui ont fait éruption depuis le milieu de l'époque silurienne inférieure jusqu'au commencement de la période de dépôt du culm. Lossen nous a montré dans le Harz, par exemple à Treseburg et à Wippra, tout l'intérêt qu'il y avait à distinguer dans ces roches la hornblende primaire de la hornblende secondaire ; la soi-disant diorite de Winzenburg, près de la Rosstrappe par exemple, n'est diorite qu'en apparence ; la hornblende y a été développée après coup, par l'effet du métamorphisme régional, résultant des dislocations subies par le Harz. Ratifiant la comparaison de Lossen entre ces diabases amphibolisées du Harz et les épidiorites du Frankenwald, Th. Liebe déclare que l'épidiorite était primitivement une diabase dont l'augite s'est transformée en hornblende et en chlorite, le plagioclase en albite et en calcite pour devenir la roche que nous recueillons aujourd'hui et qui par sa composition minéralogique serait une diorite; il est juste d'ajouter que la transformation de l'augite et du feldspath présente tous les degrés possibles. Les diabases de cet âge sont donc les protérobases, les diabases qui sont arrivées au jour après l'éruption des granites sont les hysté-

robases. Lossen est d'accord avec Liebe pour rapprocher de l'épidiorite, au point de vue de l'origine, les schistes à amiante de Rudolfstein, produits de métamorphisme d'un tuf ou d'une lave diabasique.

Von Gümbel n'admet pas ces transformations de roches éruptives par métamorphisme régional ; il rapporte à des différences dans la composition et la structure originelle de la roche les différences qu'on y observe actuellement. Liebe est bien loin de méconnaître l'influence de cet état originel ; mais tout en admettant la théorie des faciès dans ce qu'elle a de plus large, on ne peut nier que l'homogénéité d'un sédiment peut être détruite par l'effet de la localisation de poussées ou de pressions ultérieures ; les parties qui auront été le plus écrasées, disloquées, auront évidemment une toute autre apparence que celles qui seraient restées indemnes de ces phénomènes orogéniques. Or, cela est vrai pour les roches sédimentaires comme pour les roches éruptives : les plus anciennes couches sédimentaires, les masses éruptives le plus profondément situées, en un mot, les roches qui ont été le plus fortement chargées pendant le plissement sont celles qui montreront en général les phénomènes de métamorphisme les plus intenses.

Cette transformation des diabases ne peut pas être mise sur le compte du contact du granite, car on reconnaît avec Liebe que la zône de métamorphisme maxima ne coïncide pas avec la région où dominent les pitons granitiques. Le métamorphisme est moins fortement marqué à l'ouest qu'à l'est ; la zône de développement maximum forme une bande, large d'environ un demi-mille, dirigée vers le sud-ouest à partir de l'E. de Greiz et passant par Elsterberg, Mehltheuer, Reuth jusqu'au Hirschberg ; elle est formée de schistes à tentaculites du devonien inférieur, devenus sériciteux, de calcaires noduleux du devonien supérieur ayant pris l'aspect de calcaires du silurien inférieur d'autres régions, de

schistes avec minces lits de grès, de l'âge du culm, mais transformés de manière à passer pour des schistes du cambrien supérieur, dans un examen superficiel. Cette zône s'étend sur 40 kilomètres de long du N.-N.-E. vers le S.-S.-O. et le S.-O. Les principaux pitons granitiques auxquels on pourrait attribuer le métamorphisme affectent une direction presque perpendiculaire à celle-là et sont justement développés plutôt à l'ouest, là où, d'après Liebe, on constate un affaiblissement dans l'intensité des phénomènes métamorphiques.

Dans cette région, autour du piton granitique de l'Hennberg, comme dans le Harz autour de celui du Rammberg, on observe d'abord une zône de contact formée par une auréole de cornéennes et de schistes noduleux, mais en dehors de ces Knotenschiefer, il y a également un « Vorhof » de métamorphisme régional, qui joue vis-à-vis de la zone qui s'étend de Hirschberg à Greiz un rôle tout à fait comparable à celui du Vorhof des environs de Heinrichsburg, près Mâgdesprung, et de Treseburg, vis-à-vis de la zone de Wippra (entre Hermannsacker et Walbeck dans le sud-est du Harz).

Ainsi, dans le Frankenwald, comme dans le Harz, il faut distinguer ce qui est dû au métamorphisme de contact de ce qu'a produit le métamorphisme régional. Ici pas plus que là, on ne doit attribuer à l'influence d'une roche éruptive eugranitique de la série gabbro-granite, non parvenue au jour, la nature cristalline de cette vaste surface de schistes paléozoïques plus ou moins phylladeux, et la transformation des anciennes roches éruptives qui y sont enclavées. Il ne faut pas trop se hâter de conclure à l'existence d'un métamorphisme par contact quand on ne voit pas la roche éruptive qui en est la cause première ; ce n'est que dans le cas de parfaite identité des roches étudiées avec celles que l'expérience nous a montrées formant des auréoles autour des

pitons éruptifs qu'avec beaucoup de précaution nous pourrons soupçonner l'existence souterraine d'un massif granitique qui n'a pu arriver au jour; d'ailleurs le métamorphisme de contact n'est qu'un cas particulier du métamorphisme régional, produit par l'arrivée locale de roches éruptives, qui ont profité des dislocations pour se rapprocher de la surface libre.

En somme, il existe, dans le Frankenwald comme dans le Harz, des roches s'étendant sur une vaste surface, empreintes de tous les caractères du vrai métamorphisme régional, produit par les dislocations que l'on constate dans ces montagnes sous les formes de plissements et de fractures. Recherchons maintenant, avec Lossen, la relation qui ne peut, en conséquence, manquer d'exister entre la direction de ces accidents et le développement des phénomènes métamorphiques.

Considérons la position de la zone de développement maximum du métamorphisme régional que nous avons délimitée tout à l'heure d'après Liebe; nous avons dit que dans l'ouest il y a un affaiblissement général des phénomènes de métamorphisme; c'est précisément là que les plis hercyniens se sont le plus librement développés dans leur direction S.-E. — N.-O. D'autre part, cette zone de maximum suit surtout le côté sud-oriental du grand anticlinal cambrien qui part de la région située à l'est de Schleiz et au nord de Mühltroff pour se diriger au sud par Berga jusqu'à Ronneburg ; cet anticlinal affecte d'abord la direction du système bas-rhénan plus ancien (3 h. = 45°) soit S.-O. — N.-E. et se redresse ensuite, comme l'a montré Liebe pour la contrée située au nord de Greiz, pour prendre la direction (1 à 1 1/2 h. ou 15° à 20°) N.-N.-E. Cette torsion qui tend à rapprocher vers la ligne méridienne les axes des plissements, est due à la déformation de la direction des plis hercyniens par l'effet de la traction ou de la pression causée par les plis bas-

rhénans plus anciens. De là production de surfaces gauches, d'empiètements par glissement et de failles qu'on y observe. Ce sont là ces phénomènes dont l'origine et l'espèce ont été caractérisées par Lossen dans son mémoire sur la relation existant entre les plis, failles et roches éruptives dans le Harz (1). Les expériences de M. Daubrée ont d'ailleurs (2) montré que les filons, c'est-à-dire les failles remplies de minerais, postérieurement à leur formation, « sont des fractures déterminées par des *mouvements de torsion*, auxquels certaines parties de l'écorce terrestre ont été soumises, *lorsque les efforts de dislocation étaient déviés par une cause quelconque* (3). » Cette cause quelconque de déviation des efforts de dislocation, Lossen la trouve dans les plissements déjà existants; c'est encore là une confirmation de la loi de Lory, d'après laquelle des terrains déjà plissés ne peuvent plus que se briser sous l'influence d'actions orogéniques ultérieures; ces masses plissées devenues inébranlables, sont les obstacles solides contre lesquels les couches glissent et se tordent; ces observations sont complètement d'accord avec la théorie que donne M. Gosselet du développement du métamorphisme mécanique autour de l'îlot de Serpont.

Examinons donc le tracé de ces plis bas-rhénans sur la carte d'ensemble de Liebe et Zimmermann pour la Thuringe orientale, complétée à l'aide de la carte d'ensemble de R. Richter (4) pour l'ouest et celle de Loretz (5) pour le sud-est, pour trouver la loi qui détermine leurs contorsions.

---

(1) Jahrb. der kgl. preuss. geol. Landesanstalt, 1881, p. 1.

(2) *Daubrée* : Etudes synthétiques de géologie expérimentale, 2 vol., Paris, Dunod, 1879 et 1880.

(3) *De Lapparent :* Traité de géologie, 1re éd., p. 1169.

(4) *R. Richter* : Geognostische Uebersichtskarte des thüringischen Schiefergebirges Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, Bd XXI. pl. V, 1867.

(5) Jahrb. der kgl. preuss. geol. Landesanstalt für 1881, pl VI.

Le grand anticlinal déjà cité, dirigé primitivement du S.-O. au N.-E., se rapproche de plus en plus, au N.-E., de la direction du méridien; il forme donc une courbe dont la convexité est tournée vers le sud-est et l'est; il en est de même du plus petit anticlinal du sud-ouest, au sud de Saalburg. Autres marques caractéristiques sont les tractions dont on peut reconnaître les effets dans le N.-O. et l'O. du grand anticlinal dans son côté concave. Ainsi entre Leutenberg au S.-O. et Auma au N.-E., le culm inférieur forme anticlinal dans le culm supérieur; dans la région qui va de Schleiz à Auma, c'est le devonien supérieur qui fait voûte sous le culm inférieur : dans les deux cas, ces anticlinaux, étroitement accolés au S.-O., s'isolent de plus en plus en s'étalant vers le N.-E. et disparaissent tout à fait au delà du méridien d'Auma. Il en résulte que, si on fait des coupes perpendiculaires à la direction générale de l'anticlinal cambrien, l'épaisseur des couches du cambrien au culm, sur le côté concave, ira toujours diminuant du S.-O. au N.-E. ou plutôt au N.-N.-E. C'est ainsi que la distance du cambrien à la partie supérieure du culm est de 7 kilomètres à l'O. de Schleiz, de 2 kilomètres seulement au N.-E. de Weida. Ce rétrécissement est dû non-seulement à la diminution proportionnelle de largeur de chaque assise, ce qui pourrait tenir, comme le pensait Liebe, à une moindre épaisseur originelle des dépôts dans le N.-E., mais encore à des lacunes qui s'intercalent dans la série par suite de la production de failles : ainsi, au sud de Weida, le silurien moyen et le silurien supérieur manquent; au S.-E., c'est le devonien inférieur qui fait en outre défaut; à l'E. de ce dernier point, c'est au tour du devonien moyen à disparaître, de sorte qu'à l'endroit le plus étroit, au N.-E. de Weida, la coupe ne comprend plus entre le silurien inférieur et le culm supérieur que le devonien supérieur et le culm inférieur. Ce rétrécissement des couches se continue encore plus au nord, où le cambrien plonge sous le devonien supérieur, qui forme à son tour l'anticlinal jusqu'à Gera.

On peut encore trouver un exemple du rétrécissement dû à la torsion et des lacunes qui en résultent dans la région étudiée par von Gümbel, à l'O. et au S.-O. d'Hirschberg.

En résumé, la zone de développement maximum de métamorphisme régional que Liebe a décrite en Thuringe orientale se rencontre sur la partie convexe d'un anticlinal bas-rhénan de direction S.O. N E., tordu dans la direction S S O-N.N.E. Moins le plissement hercynien a pu se produire dans les plis bas-rhénans déjà plus ou moins esquissés, plus il a trouvé de résistance ; s'il n'a pas vaincu cette résistance en fracturant le terrain, le travail produit a dû se transformer en chaleur qui a d'autant plus métamorphisé les couches que l'obstacle opposé offrait plus de résistance aux fractures. Cette théorie du métamorphisme de dislocation, déjà exposée par Lossen en 1869 (1), repose sur les célèbres expériences de Mayer, Joule, Clausius, Tyndall, Spring; elle est la même que celle du métamorphisme par friction de MM. Gosselet et Renard.

Le Frankenwald présente tant d'analogies avec le Harz qu'il était naturel d'en faire tout d'abord l'étude détaillée avant de passer aux autres anneaux de la chaîne hercynienne. Abordons donc maintenant l'étude du massif situé à l'ouest du Harz et qui comprend le Rhin, la Westphalie, le Brabant et l'Ardenne, si bien étudiés par von Dechen, Dumont, Gosselet, Dewalque, etc. Aucun travail d'ensemble (et cela est dû au morcellement des territoires) n'a été publié sur lui et l'énorme quantité de documents amassés par les savants que nous venons de citer n'a pas encore servi à donner sur les phénomènes orogéniques qui se sont produits dans ces contrées une idée synthétique que Lossen nous est venu apporter de son Harz: il est vrai que c'était la voie naturelle.

Ce grand et large plateau, qui sort de dessous les terrains

---

(1) Zeitschrift der deutschen geolog. Gesellschaft, Bd. XXI, p. 324.

secondaires aux environs de Valenciennes et d'Hirson, va, s'élargissant vers l'est, couper le Rhin entre Bingen et Bonn, pour plonger au nord sous la plaine westphalienne et à l'est sous le trias des environs de Cassel. Dans son parcours, cet énorme massif, formé en grande partie de devonien inférieur, peut se diviser en plusieurs régions distinctes : la partie occidentale, l'Ardenne, est constituée par les séries devonienne et carbonifère jusqu'au terrain houiller inclusivement, la mer semblant s'être retirée de plus en plus vers le nord. Un grand plateau couvert de forêts ou de marécages, les Ardennes et les Hautes-Fanges, la sépare d'un autre bassin, l'Eifel, qui va jusqu'au Rhin. Au sud de la Moselle, le Hochwald et le Hundsrück avec le Soonwald, sur la rive gauche du Rhin, se continuent sur la rive droite par le Nassau et le Taunus. Le nord du plateau (Ebbegebirge, Rothhaargebirge, Sauerland) semble prolonger l'Eifel et le bassin westphalien paraît continuer de l'autre côté de la grande plaine de Düsseldorf et de Cologne les bassins houillers qui bordent au nord le massif paléozoïque des Ardennes.

Examinons d'abord la partie orientale de ce plateau de grauwacke. De la vallée de la Sarre jusqu'à Friedberg, le Hochwald et le Taunus dirigent leurs crêtes, jusqu'au Vogelsberg, du S.-O. au N.-E. Cette direction générale, comme les redressements et les renversements observés dans les ailes méridionales des bassins houillers du nord du massif, les failles à plongement sud-est qui ont, tout le long du bord septentrional du bassin, poussé sur lui l'aile septentrionale des synclinaux houillers, la distinction, qui en est résultée, entre dressants et plateures, ont fait croire que ces terrains avaient subi ces dislocations par le fait d'une poussée, pression horizontale ou tangentielle, venant du S.-E. Cette manière de voir explique bien la structure des bassins et la disposition générale des couches, mais elle devient impuissante à se défendre, quand on examine le détail des coupes

isolées et non schématiques. Le détail de la structure des plis qui ont contourné les couches du grand plateau paléozoïque du Rhin ne peut trouver de solution dans les idées qui s'appuient sur les théories édifiées par Thurmann pour le Jura, ou les schémas définis par Heim dans les Alpes. La structure des bassins houillers d'Eschweiler, de Worm et de la Ruhr a beaucoup plus d'analogie avec celle des bassins du Harz et du Frankenwald, contournés et tordus d'après les lois que l'on sait, qu'avec les rides étirées en longues lignes, des chaînes du Jura. Il va sans dire qu'on ne doit pas s'attendre à trouver identité absolue entre ces deux régions, car, outre la variété des conditions originelles des dépôts, le degré de pression dans les deux actions de plissement qui ont déterminé la structure actuelle a été différent ; on sait que ces phénomènes de plissement ont eu leur maximum d'effet dans le Harz. Avec cette restriction, les lois de contournement et les rapports entre plis et failles y sont, dans leurs traits généraux, les mêmes que dans le Harz. Une carte géologique de cette région (1) montre d'ailleurs très bien l'inégalité des branches de chaque côté des synclinaux principaux; mais il faut ici distinguer deux espèces de bassins ou synclinaux principaux : ceux dont l'axe synclinal principal s'enfonce vers le N.-E., se relevant au contraire vers le S.-O., et ceux dont la ligne de plissement se dirige en sens inverse, s'enfonçant vers le S.-O. et se relevant vers le N.-E.

Les synclinaux dont l'axe plonge vers le N.-E. offrent des contournements en tout semblables à ceux que Lossen indique pour le bassin de la Selke, sur le flanc oriental du

(1) Voir la carte géologique spéciale de la province rhénane et de la province de Westphalie au 1/80000, par von Dechen, avec le texte explicatif : Geologische und palaeontologische Uebersicht der Rheinprovinz und der Provinz Westphalen ; Erläuterungen ; 2 vol. parus ; et les cartes d'ensemble de v. Dechen et du bassin houiller westphalien.

Rammberg dans le Harz. La branche sud-orientale de ces synclinaux est plus droite et dirigée O.-S.-O.—E.-N.-E. ; la branche nord-occidentale montre beaucoup plus de plissements secondaires et de failles, et, correspondant au côté convexe d'un anticlinal, se tord toujours de plus en plus vers le N.-N.-E., le N. ou même le N.-N.-O. et le N. O. On en a de nombreux exemples. Tels sont les bassins de Worm, d'après Wagner (1), de la Ruhr, d'après Lottner (2), d'Arnsberg-Küntrop, d'après von Dechen. Les coupes détaillées de ces bassins y montrent très nettement la forme, terminée par des surfaces gauches, des couches de houille, qui ont ainsi la forme d'hélice de steamer. On y observe également les lacunes et les lignes de failles, suivant presque la direction des couches, que nous avons vues se produire dans le Frankenwald ; ainsi, à Küntrop, au sud-ouest d'Arnsberg, le devonien supérieur est en contact avec le schiste de la Lenne, par suppression du calcaire devonien moyen, sur un assez long parcours jusqu'à Meschede ; il en est de même plus à l'est, au S.-S.-E. de l'anticlinal de Brilon et d'Enkeberg ; enfin, on peut constater les mêmes faits dans le bassin de la Lahn.

Les synclinaux dont l'axe se relève vers le N.-E. et, par suite de la torsion, vers le N.-N.-E., en s'enfonçant dans la direction opposée, peuvent être comparés à la partie méridionale du Harz qui fait face au bassin de la Selke et se trouve à l'ouest et au sud de Stiege Tel est, dans le massif qui nous occupe, le bassin de Bergisch-Gladbach. Cette région était déjà célèbre par le mémoire de Beyrich (3). C. Schlüter engagea un de ses élèves à en entreprendre la description détaillée; ce travail (4) complété par la carte minière de

(1) Beschreibung des Bergreviers Aachen. Bonn, 1881.

(2) Geogn. Skizze des westphälischen Steinkohlengebirges.

(3) *Beyrich* : Beitraege zur Kenntniss der Versteinerungen des rheinischen Schiefergebirges, 1837.

(4) *Georg Mayer* : Der mitteldevonische Kalk von Paffrath, Bonn, 1879.

Schneider (1), nous fera voir que la forme des contournements y est inverse de celle des bassins précédents. L'aile N.-O. du bassin se dirige plus O.-S.-O.—E.-N.-E que la direction générale, tandis que c'est le bord S.-E. au contraire qui va surtout du S.-O.-S. au N.-E.-N. et qui est, par conséquent, plus redressé vers la direction du méridien. Cette aile sud-orientale se trouve du côté concave de l'anticlinal et c'est de ce côté que se produisent les lacunes et les enfoncements de couches sous l'influence de la traction. Au contact du schiste de la Lenne arrivent des couches de plus en plus récentes à mesure qu'on se dirige vers le N.-E. On observe d'ailleurs à l'intérieur de ce bassin trois anticlinaux dirigés obliquement par rapport à sa direction générale. Les deux sud-orientaux tordus vers la ligne N.-S., sont convexes vers l'E.-S.-E. L'anticlinal voisin de la partie convexe du bassin a ses deux ailes qui plongent vers le S.-E. ou l'E. et, contrairement à ce qui se passe pour l'axe du bassin général, qui se relève vers le N.-E., il fait affleurer au S.-O. des couches plus anciennes qu'au N.-E.

On peut observer les mêmes phénomènes sur les bords sud-orientaux des bassins calcaires de l'Eifel (2), par exemple des bassins de Prüm et de Blankenheim. Les couches supérieures du calcaire à strigocéphales arrivent directement au contact avec le devonien inférieur le long du bord S.-E du grand bassin de Prüm (3). Les coupes données par Kayser montrent nettement le débordement des couches le long du côté plissé, à partir du S.-E. Mais les bassins de l'Eifel s'en-

(1) Karte der Lagerstaette nutzbarer Mineralien in der Umgegend von Bensberg und Rüuderoth au 1/20000.

(2) Voir la carte géologique de Belgique par Dewalque, 1879.

(3) Sur la structure des bassins calcaires de l'Eifel, voir :

E. Schulz : Jahrb. der kgl preuss. geol. Landesanstalt für 1882, p. 158, pl. XIX et XX.

E. Kayser : Zeitschr. der deutsch. geol. Gesell., Bd. XXIII, p. 304.

foncent tout aussi bien vers le S.-O. que vers le N.-E. sous la grauwacke du devonien inférieur; ils sont conséquemment symétriquement tordus et les effets produits par les dislocations opposées, comme dans les bassins de Prüm et d'Hillesheim, s'observent l'un en face de l'autre, diagonalement, sur les deux côtés longitudinaux du bassin ; ainsi, les effets du plissement qu'on observe dans le bassin de Bergisch-Gladbach ne se rencontrent pas seulement sur le côté convexe du bassin situé dans la concavité de l'anticlinal qui l'accompagne, mais on remarque en même temps des plissements en sens opposé sur le côté concave du bassin situé en face. Considérons, par exemple, le bassin d'Hillesheim : le long de la faille du bord nord-ouest du bassin, comme dans le bassin au S.-O. d'Arnsberg, entre Balve et Küntrop, plus on va vers le S.-O., plus les couches que l'on rencontre sont récentes.

Si nous jetons maintenant un coup d'œil d'ensemble sur la série des bassins de l'Eifel, nous remarquerons que le devonien moyen ne suit pas la direction des axes des bassins, qui est S.-O.- N.-E., mais plutôt celle du méridien; on voit donc immédiatement que cette succession du nord au sud des bassins de calcaire de l'Eifel, qui s'échelonnent de Prüm à Kirchheim (Euskirchen), n'est qu'un même système de plis en tire-bouchon, tordu à droite en forme de vis, la ligne nord-sud étant l'axe de torsion, résultant lui-même du conflit des deux forces plissantes, bas-rhénane et hercynienne. Cela s'accorde bien avec ce fait, cité par Dumont [1], qu'à l'est des bassins de calcaire devonien moyen, entre Kelberg et Münstereifel, le devonien inférieur affecte plutôt la direction N.-S. Par contre, le bassin de Prüm, passant par Waxweiler et Wiltz, s'étire longuement dans la direction N.-O.—S.-E.,

(1) *Dumont* : Mémoire sur les terrains ardennais et rhénan, 1848, p. 570.

en se relevant vers Neufchâteau; il y a donc de nouveau un système de plis convexe vers l'E.-S.-E. et l'E. On voit de suite l'analogie de cause et d'effet qu'il y a entre cette structure synclinale tordue à droite et la structure anticlinale, ayant subi la même action mécanique dans le même sens, de la grauwacke de Tann, sur le bord sud et est du granite du Rammberg, dans le Harz. Dans cette région, sur le côté concave de l'axe anticlinal ainsi déjeté, se trouve le pointement granitique, allongé du S.-E. au N.-O.: sur le côté concave de la série tordue en vis, des bassins calcaires de l'Eifel symétriquement déjetés à la manière des hélices de steamers se trouve au contraire l'anticlinal cambrien des Hautes-Fanges.

Cet anticlinal, maintenant célèbre depuis la découverte de la granitite qu'y a faite von Lasaulx, tourne son côté convexe vers l'Eifel, son côté concave vers la Belgique, obéissant ainsi à la loi générale de torsion de la chaîne hercynienne. Son axe d'abord dirigé S.-O.—N.-E. a subi un redressement vers le nord, ce qui a fait que dans l'angle concave qui s'est formé du côté ouest, ou plutôt O.-N.-O., les couches se sont enfoncées par suite de la traction produite, tandis que sur le côté convexe situé en face, elles étaient débordées par les couches plus récentes, que la pression avait fait glisser sur elles. Laissons cette question un instant de côté pour nous occuper de la discussion d'un point obscur et pourtant bien important de la géologie de cette région, je veux parler des relations stratigraphiques du cambrien avec le devonien. On sait que, pour Dumont, Gosselet, Dewalque, il y a discordance entre la base du gédinnien et le cambrien; von Dechen, Holzapfel, von Lasaulx nient l'existence de cette discordance, tout en reconnaissant que le silurien fait défaut entre les deux formations. Nous avons déjà insisté en d'autres circonstances sur cette divergence d'opinions : elle nous prouve simplement que des phénomènes que nous voyons produits

avec une netteté exceptionnelle à l'ouest, dans le massif de Rocroi, par exemple, deviennent de plus en plus obscurs à mesure qu'on avance vers le N.-E. Cela montre encore que les premières ondes de plissement ont commencé à se former de bonne heure, qu'elles n'ont pas agi en même temps partout et que les dislocations qu'elles ont produites n'ont pas été brusques, mais lentement propagées en divers sens. Ainsi s'est formé par plissement antérieur au dépôt du devonien l'axe anticlinal formé dans le Harz par la grauwacke de Tann ; de même la crête du Condroz s'est ridée avant le dépôt du devonien moyen, car elle formait déjà à cette époque une ligne de partage des eaux entre les bassins de Namur et de Dinant. Rappellerons-nous que le houiller du sud ouest du massif schisteux rhénan, le houiller de Saarbrück est en concordance avec le grès rouge permien, qui de son côté, repose en discordance sur les tranches des couches devoniennes redressées, tandis que le long du bord septentrional du même massif, depuis le Boulonnais jusqu'au fond du bassin de la Ruhr, nous savons que le plissement des couches de houille est le même que celui du devonien sous-jacent. Les dislocations qui ont affecté nos terrains primaires n'ont donc pas eu lieu partout au même moment avec une égale intensité. Aussi avons-nous éprouvé une grande gêne quand il s'est agi de comparer les ridements observés par M. Gosselet dans l'Ardenne avec les systèmes de soulèvement d'Elie de Beaumont et les systèmes de montagnes de Léop. de Buch. On ne peut pas renfermer un système de soulèvement entre deux limites de temps, pas plus qu'on ne délimite un terrain ou une classe d'êtres vivants. Quoiqu'il en soit, pour les trois ridements reconnus par M. Gosselet dans l'Ardenne, il semble qu'il n'y ait eu qu'une seule force plissante venant toujours du sud-est et que ce n'est que la variation de l'intensité de cette force qui a produit les discordances observées dans l'Ardenne, comme l'a remarqué

von Lasaulx (1); cette variation ne se serait pas produite dans la région des Hautes-Fanges. Notons qu'on retrouve cette discordance dans l'est de la Thüringe (d'après Liebe), ainsi que dans la région étudiée par Loretz, qui limite à l'O. cette partie de la Thüringe.

La coupe de Salm-le-Château (2) au Marteau, près de Spa, donne une idée de la structure de la partie belge sud-orientale de l'anticlinal des Hautes-Fanges; c'est une double voûte isoclinale plongeant vers le sud-est. Encore plus au S.-O., la coupe de Falize à Lierneux montre la répétition par failles de même sens (vers le S.-E.) des couches cambriennes plus élevées; faut-il plus de preuves pour conclure à l'accumulation des plis le long du côté occidental du massif des Hautes-Fanges dans la zone de Dochamps et des Tailles aux environs de la Roche, de Chevron et de la Gleize jusqu'à Spa. Notons en passant que cette coupe, donnée depuis longtemps par M. Gosselet, expose d'une manière très claire ce que Suess a appelé depuis la structure écailleuse (Schuppenstructur), par laquelle von Lasaulx a tenté d'expliquer la structure du massif de Rocroi.

La partie nord-orientale du massif des Hautes-Fanges nous est connue par la coupe récemment relevée par von Lasaulx (3) le long de la ligne ferrée qui coupe les Hautes-Fanges entre Rothe-Erde et Montjoie. Sur le bord nord-occidental, depuis le devonien jusqu'au dôme granitique formant la clef de voûte, toutes les couches plongent uniformément au N.-O., mais leur inclinaison devient de plus en plus forte

(1) *von Lasaulx* : Ueber die Tektonik und Eruptivgesteine der französischen Ardennen, 1884.

(2) *Gosselet* : Esquisse géologique du nord de la France et des contrées voisines, terrains primaires, p. 157, pl. II *B*, fig. IX et X.

(3) *Von Lasaulx :* Der Granit unter dem Cambrium des hohen Venn. Verhandl. d. naturhist. Ver. der preuss. Rheinlande und Westphalens, 1884, p. 418.

à mesure qu'on avance vers le S.-E. Si nous comparons ce plongement N.-O. avec l'inclinaison S.-E. des coupes précédentes, la torsion de l'anticlinal des Hautes-Fanges nous paraît évidente.

Enfin, les travaux de Holzapfel (1) viennent compléter les données qui nous permettent de conclure à l'existence des phénomènes de torsion dans cet anticlinal : ils ont pour objet la terminaison septentrionale du massif, qui s'enfonce sous les terrains plus récents de la vallée de la Roer. Cette extrémité du massif est tout naturellement très rétrécie et la carte jointe au mémoire d'Holzapfel, ainsi que la carte d'ensemble de Dewalque, montrent bien qu'elle est tordue et ramenée dans la direction N.-N.-E., presque suivant le méridien, dessinant une courbe convexe vers l'est, concave vers l'ouest. Les anticlinaux marqués dans les coupes de M. Gosselet se sont effacés, le devonien s'est enfoncé le long des failles plus sud-occidentales qui jalonnent le massif de Zweifall à Jüngersdorf, marquant ainsi la traction exercée vers l'angle de concavité par la torsion. On voit tout aussi nettement au N.-N.-E. le débordement de la partie enfoncée du côté convexe croissant avec la torsion à mesure que la ligne anticlinale est plus profondément enfoncée; à Jüngersdorf par exemple, ce débordement amène le calcaire carbonifère de l'aile nord-occidentale en contact avec le gédinnien de l'aile sud-orientale.

En conséquence, l'anticlinal des Hautes-Fanges doit être rangé dans la catégorie des plis déformés par torsion suivant les lois ordinaires, sous l'influence combinée d'une traction et d'une poussée. D'abord simplement plissé par le ridement bas-rhénan, il fut plus tard tordu par une autre force venant du S.-O.-S., et qui a formé le système de plissement hercy-

---

(1) *Holzapfel* : Die Lagerungsverhaeltnisse des Devons zwischen Roer- und Vichtthal. Verh. d. naturhist. Ver. der preuss. Rheinlande und Westphalens, 1883, p. 397, pl. 7.

nien ou sudétique. Dans une coupe transversale de massif, on remarque le peu de distance qui sépare l'axe de l'anticlinal de la bande de calcaire à strigocéphales du nord-ouest, entre Eupen et Wenau, tandis qu'un intervalle cinq fois plus large existe entre cet axe et le bord occidental de la série des bassins de calcaire de l'Eifel. Cette inégalité ne tient pas seulement à une moindre épaisseur originelle des sédiments dans le N.-O., mais est due surtout à l'excès de plissement et à ce que les couches ont été poussées sur le côté concave de l'anticlinal, tandis que, du côté convexe, les dépôts devoniens sont plus horizontaux et largement ondulés. Malgré les dénudations qui ont enlevé la couverture calcaire de l'Eifel pour la fractionner en bassins maintenant séparés et les couches horizontales des terrains plus récents qui les recouvraient, les lambeaux de grès bigarré épargnés entre Mürlenbach et Commern indiquent encore par leur extension du nord au sud la direction qu'a fait prendre la torsion au bassin devonien. Car il est constant que les couches horizontales les plus anciennes qui reposent en stratification discordante sur des terrains anciens commencent par remplir d'abord les bassins formés par la disposition stratigraphique des couches qui forment le noyau (*Kerngebirgsschichten*). Ainsi par exemple (1), le Rothliegend d'Ilfeld et de Sachsa remplit le bassin méridional du Harz, celui de Ballenstedt remplit le bassin de la Selke. Dans le massif rhénan, on peut observer le même fait : le golfe de Trèves rempli de rothliegend supérieur et de grès bigarré, tient la place d'un bassin devonien, car on trouve sur son contour les minerais de fer grenus de Trèves et les schistes de Wissembach entre le Lieser et l'Ues, dans les alentours d'Olkenbach (2). Si l'on consulte la

---

(1) v. *Koenen* : Uebersicht geologischer Verhaeltnisse, welche mit der Emporhebung des Harzes in Verbindung stehen. Jahrb. der kgl. preuss. Landesanstalt für 1888, p. 187.

(2) *Otto Follmann* : Die unterdevonische Schichten von Olkenbach.

carte de Grebe [1], on voit que le golfe de Trèves suit la direction S.-O.—N.-E. ; il montre pourtant une convexité très nette vers le N.-O., car son extrémité nord-orientale se dirige à Reil presque O.-E. Quant à la zone devonienne qui, sur 25 kilomètres de long borde le golfe, voici ce qu'en dit M. Follmann [2] : « Toutes les couches se dirigent, dans la partie occidentale du pays, en moyenne suivant 3 à 4 h. (45° à 60°) et plongent de 60° à 70° vers le S.-E. Vers l'est, la direction change et devient peu à peu E.-O. » Le sous-sol devonien du golfe de Trèves est donc courbé dans un sens opposé à celui de la série des bassins calcaires de l'Eifel. Une traction a rapproché son extrémité orientale de la chaîne de quarzite du bord sud-oriental du terrain schisteux rhénan. Cette chaîne de quarzite tourne son côté concave vers le plateau de schistes du Hundsrück et son prolongement sur la rive droite du Rhin ; von Dechen a déjà montré que cette zone de schistes du Hundsrück se rétrécit de plus en plus en se dirigeant du S.-O. vers le N.-E., de la Sarre à la Vettéravie et qu'elle montre, au S.-O., au S. et au S.-E. du golfe de Trèves, de nombreux anticlinaux qui s'effacent insensiblement vers le N.-E.; par contre, des synclinaux de couches plus récentes, se relevant vers le S.-O., viennent s'intercaler à partir du N.-E. et le bord méridional du bassin de devonien moyen de la Lahn, vers la Vettéravie, va se rapprochant de plus en plus du quarzite du Taunus, de sorte que la distance qui sépare le bord nord-occidental de ce dernier, à Nauheim, du calcaire à strigocéphales de Niederweisel n'est pas même la moitié de la largeur qu'a le schiste du Hundsrück dans la vallée du Rhin. La crête de quarzite s'incurve en se rétrécissant vers le N.-E., ainsi que les schistes du Hundsrück qui l'accompagnent, mais qui, se courbant davantage en se

(1) *Grebe* : Ueber das Oberrothliegend... in der Trier'schen Gegend. Jahrb. der kgl. preussischen Landesanstalt für 1881, p. 454, pl. XII.

(2) *O. Follmann :* Op. cit., p. 32.

rétrécissant de plus en plus, cessent bientôt tout à fait, de sorte que ce sont des couches plus récentes du devonien inférieur qui bordent alors le flanc N.-O. de cette chaîne.

La chaîne de quarzite du bord sud-est du massif rhénan montre encore une propriété importante des plis disloqués par torsion. Si on fait une coupe à l'extrémité nord-orientale de cette chaîne du Taunus, allant à peu près de Homburg à Saalburg, on voit que la traction qui s'est produite a ramené les couches du côté convexe par-dessus les roches enfoncées dans l'angle de concavité et on observe que les couches plongent uniformément vers le S.-E. Un peu plus au S.-O., le profil normal, décrit par Koch, entre la Lahn et le Main, montre déjà que la poussée venant du sud-est n'a dérangé les couches d'une façon considérable qu'au N. de la crête du Taunus, en les amenant au contact du devonien moyen dans l'aile sud-orientale du bassin de la Lahn. Si, au contraire, on vient de Kreuznach et Bingen faire la coupe de la vallée de la Nahe et du Rhin, ou celle des nombreuses petites vallées latérales qui viennent du nord s'ouvrir dans la Sarre, on remarque que les schistes et les quarzites devoniens plongent vers le N.-O. Ce plongement est tout à fait indépendant d'un axe fixe, c'est-à-dire de l'âge relatif des couches ; il passe à l'intérieur du massif à l'inclinaison normale vers le S.-E., par la structure en éventail : c'est le fait que Lossen a signalé dans la zone de Wippra, sur le bord sud-est du Harz. Ce plissement à contre-sens ne s'observe pas seulement sur le bord sud-est du massif rhénan ; les coupes du bassin de la Ruhr ont montré qu'il n'est pas rare de l'observer sur le bord septentrional ; nous avons l'habitude de le rencontrer dans notre bassin houiller franco-belge. Heim a expliqué cette structure d'une façon analogue à celle qui a servi à M. Gosselet pour justifier les bonds des ardoises de Fumay ; il suppose qu'un obstacle opposé normalement à la poussée a forcé les couches à se renverser sur lui. Ces renversements

se rencontrent de même à l'intérieur du massif, comme F. Maurer l'a montré (1) et comme Wirtgen et Zeiler l'avaient déjà déduit d'après la position des valves de lamellibranches qu'ils y trouvaient. On a du reste constaté le développement de la schistosité transversale inclinée au nord-ouest dans les couches verticales ou plongeant vers le S.-E qui forment le milieu et la moitié septentrionale de l'éventail, où s'opère insensiblement le changement d'inclinaison, dans la région située entre Niederbieber et Altenwied et les environs de Trimbs sur la Nette. On en conclura facilement que la force qui, venant du sud-est, a produit ces renversements, est postérieure à la force qui a plissé les couches.

Dans ces zones de plongement à contre-sens vers le N.-O., on peut encore reconnaître, non plus dans la direction des couches, mais dans celle de la schistosité transversale, l'orientation à angle aigu avec le méridien. Sur le bord sud-oriental du Harz arqué et gauchi, les couches prennent vers l'ouest, dans les environs de Stolberg, la direction S.-E.—N.-O, avec plongement vers le S.-O. On n'observe pas de si fort contournement sur le bord sud-oriental du terrain schisteux rhénan Quelques observations tendraient néanmoins à faire admettre cette déviation dans quelques parties du centre du massif.

Si nous examinons maintenant le Brabant, les Ardennes et la partie franco-belge des Hautes-Fanges, nous y observons les mêmes faits. Les couches y forment aussi un arc dont la corde est tendue vers le sud, comme les couches du Harz depuis les environs d'Hettstedt sur la Wippra jusque dans les environs de Stolberg, comme les schistes du Hundsrück et les quarzites du Taunus; c'est une courbe tordue, résultant du conflit des deux directions de plissement qui se croisent en elles plutôt qu'elles ne s'ajoutent L'une des forces croissait d'intensité pendant que l'autre s'affaiblissait, ce qui

(1) Neues Jahrb. für Min., Geol. und Pal., 1882, Bd. 1, p. 1.

explique que pour rendre compte des phénomènes qu'il observait, M. Gosselet, qui n'admet qu'une poussée venant du sud, doit la supposer modifiée suivant les conditions géographiques, de manière à produire divers changements de direction des couches, tantôt du S.-O. au N.-E, tantôt de l'O.-S.-O. à l'E.-N.-E., ou de l'ouest à l'est, ou enfin de l'E.-S.-E. à l'O.-N.-O.

Le grand bassin de Dinant appartient au type des bassins de l'Eifel à torsion symétrique ; l'axe de l'anticlinal ou plutôt le thalweg est ramené vers le N. dans la moitié N.-E., vers le S. dans la moitié S.-O. Les deux côtés longitudinaux du bassin sont reliés entre eux obliquement comme par des traverses par des anticlinaux accolés l'un à l'autre allant de l'E.-S.-E. à l'O.-N.-O, de Givet à Maubeuge, formés de calcaire à strigocéphales et de devonien supérieur. On retrouve des plis affectant encore cette direction E.-S.-E.—O.-N.-O. à l'intérieur d'une zone partant du petit massif cambrien de Serpont et se dirigeant en diagonale vers le nord par Dinant et le bassin carbonifère d'Anbée vers Sart-Saint-Eustache, dans le Condroz, pour rejoindre bientôt la bande qui va de Mons à Boulogne et qui a la même direction, comme les couches inclinées dans le même sens que l'on rencontre plus au N.-E.-N., dans la moitié occidentale du silurien du Brabant. Vers l'est, dans les schistes à coticule et les schistes de Grand-Halleux, on observe encore des directions de 120° et 135°. On ne remarque nulle part dans cette région, comme cela existe pour le massif de Rocroi, de schistosité transversale inverse dirigée vers le bord méridional du massif ; tout au contraire, si nous nous reportons à la coupe du Brabant (1), au delà de la grande faille, nous voyons les couches inférieures du silurien (Llandeilien) poussées à partir du N.-N.-E. sur les couches supérieures (Caradocien) ; les dressants plongent vers le nord et les plateures vers le sud, et de plus dans

(1) *Gosselet*: Esquisse, terr. prim., pl. II *B*, fig. 11.

l'extrême N.-O., à Hardinghem, près Boulogne, le calcaire carbonifère plonge avec une inclinaison nord en discordance sur le terrain houiller plongeant plus à pic dans la même direction. Comme dans le Harz et dans les parties du Thüringerwald, du Frankenwald et du Voigtland où l'on observe de tels faits, nous en concluons de la torsion des plis considérés isolément à la torsion générale des chaînes et de celle-ci à la torsion des massifs eux-mêmes. Le plissement en avant (plissement isoclinal du bassin de Namur vers le nord) et le plissement en arrière (comme celui des couches renversées du massif rhénan-westphalien, qui plongent uniformément vers le S.-E) sont pour Lossen des cas particuliers de la torsion; les directions de plissement et de failles rapportées à des lignes droites sont en réalité des portions de courbe plus ou moins allongées.

Comme dans le Harz, l'est de la Thüringe, le Frankenwald, etc., les schistes cristallins, sédiments clastiques à éléments cristallisés, ne forment pas dans le massif bas-rhénan un membre spécial de formation : ce sont des produits de métamorphisme régional, des stades d'un développement qui atteint son maximum à l'intérieur de certaines régions. C'est Dumont qui le premier a reconnu ce fait important; pourtant on ne peut plus, comme lui, mettre aujourd'hui ce métamorphisme sur le compte des roches éruptives, que l'on doit plutôt considérer comme passives, intercalées dans les couches avant leur plissement, puis plissées et métamorphisées avec elles (1). Si l'on considère la manière dont s'est formée

(1) Nous nous sommes fait trop souvent dans les séances de la Société géologique du Nord le défenseur de la théorie de M. Barrois, pour admettre ce fait comme général. Sans nier la part due aux phénomènes mécaniques pour la production du métamorphisme régional, nous croyons à l'existence dans l'Ardenne de couches métamorphisées par un granite souterrain, et nous en voyons précisément une preuve dans les porphyroïdes de Mairus qui sont ici en question. Qu'on nous pardonne d'exprimer une opinion sur l'origine des porphyroïdes : avec

la grande chaîne-noyau du centre de l'Europe, on est inévitablement conduit à admettre que les diabases, les paléoporphyres, et les paléoporphyres quarzifères que l'on rencontre dans le massif bas-rhénan, associés à leurs tufs fossilifères (Schalstein, porphyroïdes), n'y jouent pas un autre rôle que dans le Harz, le Fichtelgebirge, le Frankenwald, le Voigtland, etc. Or, dans le Harz, la diabase ne semble pas être une intrusion filonienne dans la roche déjà plissée, mais plutôt une intrusion mécanique pendant le plissement : M. Lossen n'est donc pas de l'avis de M. von Lasaulx. Par ses propres observations, Lossen est arrivé à acquérir la conviction que, dans la région de la Sarre et de la Moselle, les roches cristallines intercalées dans cette partie du devonien inférieur, surtout dans les schistes du Hundsrück, forment une série qui est la répétition de celle que von Gümbel a été amené à distinguer dans le cambrien supérieur et le silurien tout à fait inférieur de la Haute-Sarre, et pour laquelle il a créé ses épidiorites et ses protérobases. En 1878, M. von Lasaulx [1] comparait une partie de ces roches aux amphibolites des Ardennes, qui sont maintenant pour lui des diorites devenues schisteuses par l'effet de la pression. Lossen reconnaît la justesse de cette comparaison, ajoutant même qu'il ne peut faire aucune différence entre les amphibolites des Ardennes et celles de la zone de phyllades du

---

M. Ch. Barrois, nous pensons qu'elles ne sont que des schistes cambriens injectés par les éléments du granite ; mais de plus, la relation qui existe toujours entre les nappes d'amphibolites et les porphyroïdes me porte à croire que l'amphibolite ou, si l'on veut, la diorite, injectée dans le schiste déjà granitisé, en a entouré les cristaux d'orthose d'une zone d'oligoclase en les arrondissant et a introduit dans la masse de l'amphibole. Il est même probable que c'était d'abord une diabase. Le métamorphisme mecanique est venu *ensuite* modifier la roche ainsi formée.

(1) Beiträge zur Kenntniss der Eruptivgesteine im Gebiete von Saar und Mosel, Bonn, 1878, p. 30.

Mittelgebirge et de l'Erzgebirge saxons; tous les minéraux, sans en excepter la horblende brune si caractéristique des diabases du Harz, s'y retrouvent. Ces diabases métamorphiques sont fréquentes dans le devonien inférieur du Sauerland (Ruhr supérieure), dans les Hautes-Fanges et dans le silurien du Brabant. Ces diabases, plus ou moins transformées, répandues dans tout le massif, sont l'indication d'un phénomène apparemment unitaire au double point de vue de la composition et de la structure originelle de ces roches et de la cause du métamorphisme qu'elles ont subi, mais diffèrent suivant les régions pour ce qui regarde la façon dont cette cause a agi.

Ainsi, la séricite et l'albite ne sont pas exclusives à la région S.-E. du Taunus; on les a retrouvées dans le Brabant et les Ardennes, dans le Sauerland, dans la zone ardoisière du pays de Wildung, etc., etc. Considérons donc ces zones du massif bas-rhénan où le métamorphisme régional atteint son maximum (1). Ni le granite de Lammersdorf, ni les porphyroïdes des Hautes-Ardennes ne s'y trouvent. Cette zone d'action maxima s'étend du massif de Serpont dans la direction de Bastogne (zone métamorphique de Paliseul d'André Dumont); elle se continue au N.-N.-E. par les phyllades et les coticules grenatifères du salmien, les schistes de couleur claire, phylladeux, et quarzites de Grand-Halleux, enclavés dans les schistes et quarzites noirs des Hautes-Fanges et va jusqu'aux poudingues sériciteux de Lammersdorf que von Lasaulx avait d'abord pris pour des porphyroïdes. Cette zone dessine un arc tordu vers le N.-N.-E et l'O.-N.-O, à corde sud-orientale, qui correspond, d'après Lossen, à celui de la zone de Wippra et de la zone de maximum d'action de Liebe. L'intensité du phénomène métamorphique diminue visiblement là où, comme dans les Basses-

(1) Voir les travaux de Dumont, A. Renard, Gosselet (avec les études microscopiques faites par M. le Dr Ch. Barrois).

Ardennes, domine plutôt la direction O.-N.-O. (O. 10° N.), tandis que plus à l'E. et au N.-E., cette direction est fréquemment déviée par celle du S.-O. au N.-E. qui finit par prédominer. On sait qu'il se passe les mêmes phénomènes dans le pays de Stolberg (Harz) et dans le Frankenwald.

Dans le Taunus et sur le bord S.-E. du massif paléozoïque qui le continue à gauche du Rhin, les roches métamorphiques (gneiss sériciteux, schistes à hornblende, phyllades, etc.) sont surtout, on l'a vu, sur le côté convexe de la chaîne de quarzite; en outre, les phénomènes métamorphiques ont moins d'intensité à l'O. d'Hermeskeil, et leur maximum a lieu sur la rive droite du Rhin, de plus en plus net à mesure qu'on se rapproche de l'extrémité nord-orientale tordue. On n'en saurait pourtant rien conclure, car après les travaux de Karl Koch, le classement, fait par von Dechen, des schistes cristallins du Taunus dans le huronien, les observations de Lossen mettant en contradiction celles de ses prédécesseurs, on en est encore à se demander où est l'anticlinal du Taunus, quelles sont les couches normalement inclinées, quelles sont celles qui sont renversées.

Enfin, tout à l'ouest de l'Allemagne, il y a encore une région, en grande partie située sur le territoire autrichien, où le devonien inférieur repose en concordance sur le gneiss, auquel il passe insensiblement. C'est l'Alvatergebirge, où on peut encore constater une torsion très nette des axes des anticlinaux du N.-N.-E. au N., au N.-O. et à l'O.-N.-O. De l'est à l'ouest, les couches deviennent de plus en plus cristallines, comme on peut le voir dans la *Géologie de la Haute-Silésie*, de F. Roemer; à l'est, argile schisteuse du culm, à l'ouest, schistes durs, analogues à des micaschistes, et ardoises appartenant toujours à la même assise du terrain carbonifère. Il faut ajouter qu'il s'effectue du sud au nord des transformations dans la structure des roches : les quarzites du nord passent à des grès vers le sud, des diabases, inter-

calées dans le devonien supérieur au sud, deviennent des diorites au nord, diorites ayant tout l'aspect des épidiorites de la Thüringe.

Ainsi, du bout occidental des Ardennes jusqu'à l'extrémité des Monts Sudètes, toute la chaîne hercynienne nous a montré des roches dont le métamorphisme est en relation intime avec la torsion qu'elles ont subie, torsion qui est déterminée par la résultante de deux forces tendant à plisser les couches, de directions différentes et d'intensités variables suivant les régions. Les bassins paléozoïques que nous observons à l'heure actuelle le long de cette arête de l'Europe centrale sont disloqués par des plis en tire-bouchon et les surfaces des couches, primitivement horizontales, ont pris, avec le caractère cristallin plus ou moins accentué, l'aspect de surfaces gauches rappelant par leur aspect celles de l'hélice d'un bateau à vapeur.

Séance du 22 Juillet 1885.

M. **Gosselet**, Directeur, présidant la séance en l'absence de M. de Guerne, prononce les paroles suivantes :

Depuis notre dernière séance, la Société a perdu son Vice-Président, M. **Duponchelle** ; j'ai eu le regret de ne pouvoir pas me joindre à beaucoup d'entre vous pour assister à ses obsèques, j'en ai été d'autant plus contrarié que par suite de l'absence de notre Président personne n'a pu parler au nom de la Société pour dire un dernier adieu à notre collègue. M. Six a exprimé dans un langage ému et cordial les regrets des anciens camarades du laboratoire, on n'eût pu mieux dire en parlant au nom de la Société toute entière, où Duponchelle ne comptait que des amis.

J'ai pensé qu'il était convenable d'ouvrir notre séance en rappelant les titres de notre infortuné Vice-Président au souvenir de la Société.

Duponchelle était membre de la Société géologique depuis 1879. Il débuta dans nos séances en nous communiquant la découverte d'un fragment de Clytia dans les marnes de Bouvines. Il était alors élève de la Faculté, se préparant à la licence ès-sciences naturelles. C'est à ce titre qu'il fit divers compte-rendus d'excursion, entr'autres celles de l'Eifel, du Gris-Nez, de Marquise, etc. Il fut élu Secrétaire de correspondance et, en l'absence de M. de Guerne Secrétaire-titulaire, il fit le compte-rendu des travaux de la Société en 1879-80, à la réunion d'Arras. Au même titre et dans les mêmes conditions, il rédigea souvent le procès-verbal de nos séances.

Il paraissait devoir se consacrer spécialement à la géologie ; il m'avait accompagné dans l'Ardenne et caressait l'espérance de s'occuper de la géologie du Grand-Duché de Luxembourg. Mais il fut détourné de ces projets par de nouvelles occupations. Il avait été nommé Professeur d'histoire naturelle au Lycée et trois ans après il demanda et obtint d'être attaché à la Faculté de médecine à titre de Maître de conférences d'histoire naturelle. Mais déjà il était attaqué de la terrible maladie qui devait nous le ravir.

Parmi ses titres géologiques, il faut citer la part qu'il prit à la traduction de la Paléontologie de Zittel, sous la direction de notre savant confrère, M. Barrois. Il traduisit le chapitre des Echinodermes, moins les Oursins.

Il y a quelques mois, dans la prévision que notre Président, M. de Guerne, ne pourrait assister que rarement à nos séances, nous avons élu Duponchelle Vice-Président, dans l'espérance que son activité et son zèle contribueraient à la prospérité de la Société et à l'animation de nos séances. Nous avions, hélas ! compté à tort sur sa jeunesse. La maladie qui le minait prit tout à coup une marche des plus rapides. Il put à peine s'installer au bureau et nous prouver par son exactitude combien il avait à cœur de remplir ses fonctions. Nous le voyons encore gravissant avec la plus grande peine l'escalier de la Faculté, et obligé de s'asseoir à chaque étage.

Quinze jours avant sa mort, nous le vîmes arriver à une réunion du bureau, pâle, émacié, respirant à peine. Nous nous demandions tous avec terreur s'il pourrait rentrer chez lui. Je cite ces détails pour rappeler le dévouement qu'il nous montra jusqu'à ses derniers moments et dont nous garderons toujours un affectueux souvenir.

M. **Debray** est élu vice-président en remplacement de M. Duponchelle, décédé.

M. **Gronnier**, professeur au collège de Saint-Amand, est élu membre titulaire.

M. **Fockeu** présente à la Société un morceau de craie contenant un gros morceau de quarzophyllade silurien; cet échantillon a été trouvé à Hellemmes.

M. **Eckmann** présente des échantillons de calcaire oolitique de Lorraine. Il lit ensuite la note suivante :

Note sur le **chêne** *retiré du Rhône à la Balme en Savoie au pied du Fort de Pierre Châtel (Ain),*

par M. **A. Eckmann.**

Depuis bien longtemps, la navigation du Rhône était entravée et de nombreuses plaintes surgissaient au sujet d'un obstacle qui se trouvait dans le lit du fleuve, occasionnant des avaries aux bâteaux qui y circulaient.

En 1874, le niveau du fleuve étant très bas, un marinier aperçut une énorme branche sortant de l'eau et après enquête, il acquit la certitude qu'elle faisait partie du corps d'un arbre énorme gisant enterré dans le lit du Rhône, la base en amont et le sommet en aval.

Pendant 10 ans, on l'observa dans le pays, attendant

qu'un abaissement plus grand des eaux permit d'essayer de l'en déterrer.

En septembre 1883, le moment ayant été jugé favorable, quelques paysans aidés par des agents des Ponts et Chaussées commencèrent à essayer de retirer ce colosse qui barrait pour ainsi dire le fleuve, très étroit à cet endroit.

Pendant 5 mois, 150 hommes travaillèrent à exhumer cet arbre géant dont le pied était recouvert de plus de 10 m. de sable ou de gravier, et le 25 Mars 1884, ils réussirent à l'amener sur la rive.

Leur admiration fut grande quand ils se trouvèrent en présence d'un magnifique chêne, paraissant être le chêne à grappe de Gravelein, le Quercus des anciens. Il avait perdu son écorce et son aubier et malgré cela il avait encore au tronc 6 mètres de circonférence, à la base 9 mètres, et près de la tête 3 mètres encore. Il a 31 mètres de long, la tête manquant il pouvait avoir 40 à 50 mètres de son vivant ; il cube 35 mètres et pèse 55.000 kil. Il n'est pas silicifié.

Il est d'une droiture et d'une beauté admirable, d'une régularité du tronc exceptionnelle et son diamètre est presque le même jusqu'au premières branches ; le bois ressemble exactement à celui de l'Ebène et est d'une conservation remarquable ; pas la moindre pourriture ni altération.

Des branches énormes mutilées en sortent à droite et à gauche, l'une d'elles près de son sommet à un diamètre énorme et donne une idée du développement colossal que devait avoir l'envergure de cet arbre magnifique en pleine verdeur, capable d'abriter la colonne de la Bastille sous son épais feuillage.

Vers le sommet, on remarque des cavités lisses de 15 à 20 centimètres de longueur, et 10 de diamètre dans le sens de la tête de l'arbre, attribuées à l'action des cailloux du fleuve, poussés par les vagues et s'étant avec le temps frayé un passage par une fente ou cassure quelconque.

Si on admet qu'un chêne s'accroît en diamètre de 0m30 à 0m35 par 100 ans, il aurait vécu 700 ans, mais c'est une hypothèse sujette à des appréciations différentes. Toujours est-il que, comme cela a toujours été observé en pareil cas, ce magnifique témoin de la végétation préhistorique, resté dans l'eau et dans le gravier du lit du Rhône, est devenu aussi noir, aussi dur et aussi dense que le bois d'ébène ; des tranches sciées au pied permettent de le constater. Dans tous les cas, sa densité est supérieure à celle de nos chênes actuels les plus réputés de France ou de Hongrie, qui n'ont qne 17 à 18 mètres de hauteur au-dessus du sol.

J'ajouterai que ce chêne a été intelligemment placé dans un bateau en fer d'une forme toute spéciale et à fond plat, dont le haut se baisse et se hausse à volonté (1), pouvant circuler aisément sur les canaux ; il a été ainsi amené à l'Exposition d'Anvers, où il se trouve dans le bassin de l'Exposition Maritime à la vue de tous.

Séance extraordinaire du 19 Juillet 1885.

Différents projets avaient été soumis à la Société pour l'excursion qui forme habituellement la partie importante de notre séance annuelle.

Les travaux récents exécutés autour de Lille pour la construction des forts qui doivent défendre l'approche de notre cité, avaient fourni à M. Ladrière le sujet de nombreuses observations. La Société, vivement intéressée par les faits que notre collègue lui avait signalés, voulut visiter les terrains quaternaires et récents des environs de Lille. Ce n'était point un but exclusif, car en étudiant les rapports des limons avec les terrains sous-jacents, nous devions observer fré-

(1) Il a, dit-on, coûté 31.000 francs.

quemment les dépôts tertiaires et crétacés qui ont chez nous une si grande importance.

Ce programme, bien fait pour intéresser nombre d'amateurs, a décidé beaucoup de nos collègues à se rendre à l'invitation de la Société; plusieurs personnes étrangères, présentées par l'un des membres, ont également suivi l'excursion.

Trente-deux personnes étaient présentes, et parmi elles

Membres de la Société :

MM. Batteur.
Bucaille.
Crespel.
Defernez.
Debray.
Defrennes.
Deladerrière.
Fockeu.
Gosselet.
Gronnier.
P. Hallez.
Hassenpflug.

MM. Hette.
Ladrière.
Lecocq.
Lepan.
Lespilette.
Ortlieb.
Savoye.
Six.
Staes.
Théry.
Canu.

Personnes ne faisant point partie de la Société :

MM. Georges Baer.
Biochet (de Rouen).
Lasson.

MM. Loridan.
Telliez.

M. Ladrière, qui fut l'organisateur de cette excursion, a bien voulu se charger du compte-rendu des observations qui furent faites.

*Compte-rendu de l'***excursion** *de la Société géologique du Nord aux environs de* **Lille** *et considérations sur les terrains* **quaternaires** *et* **récents** *des vallées de la* **Lys** *et de la* **Deûle,**

par M. **Ladrière.**

Le programme de l'excursion indiquait comme but d'observation les points suivants :

VERLINGHEM : Quaternaire, assise inférieure : couches à *Succinées.* Assise supérieure : diluvium à *Elephas*, limon des plateaux, limon de lavage.

PRÉMESQUES : Argile d'Orchies, limon de lavage.

ENNETIÈRES : Sable landénien, argile d'Orchies, limon des plateaux, limon de lavage.

HAUBOURDIN-LOOS : Craie fossilifère, limon des plateaux, station romaine avec nombreuses poteries.

CANTELEU : Limon avec poteries postérieures au XIIe siècle, limon avec poteries romaines ; terrain quaternaire : assise supérieure et assise inférieure.

LILLE : Travaux de détournement de la Deûle, tuffeau, alluvions.

Verlinghem.

Partis de la place de la Gare à 10 h. 30, nous descendions de voiture vers 11 heures au lieu dit le Vert-Galant, sur la route de Lille à Quesnoy, et nous prenions le chemin qui conduit au village de Verlinghem.

Après avoir traversé la voie ferrée de Lille à Comines, nous nous trouvons au pied d'un fort, dit du Vert-Galant, situé vers le point de rencontre des deux anciennes vallées de la Lys et de la Deûle dont il doit défendre l'entrée.

Des travaux considérables ont été entrepris pour la construction de ce fort que l'on a dû établir en remblais. Des coupes magnifiques étaient visibles il y a quelques années ; mais le temps a fait son œuvre de destruction et aujourd'hui elles sont beaucoup moins nettes.

L'autorisation de parcourir les glacis nous ayant été refusée, nous nous sommes bornés à examiner les talus des deux chemins qui bordent les terrains militaires, l'un au nord, sur Wambrechies, l'autre au sud, sur Verlinghem.

Du côté de Wambrechies, contre la voie ferrée, nous avons vu un diluvium très curieux, formé de sable graveleux, de silex roulés ou en éclats, de concrétions calcaires et ferrugineuses ; on y trouve encore des fragments de grès landénien, des silex à nummulites, des plaques de grès à turritelles, enfin des milliers de dents de poissons : *Lamna*, *Otodus* et des moules de fossiles landéniens : *Cyprina planata* et autres.

Ce diluvium est surtout intéressant parce qu'il a fourni des débris d'*Elephas primigenius*, d'*Hyæna spelæa*, *Equus*, *Bos*, etc.

Autrefois, la superposition des différentes couches de limon au diluvium à *Elephas* était des plus évidentes ; aujourd'hui, l'état de la tranchée ne permet plus guère cette constatation, car presque partout le limon a été enlevé pour servir de remblais dans les travaux de construction. Cependant, vers l'extrémité de la coupe, près du ruisseau, il y a bien encore quelque dépôt sur le diluvium; mais c'est du limon de lavage. On le reconnaît aisément à la structure particulière qu'il présente, à sa nature sableuse, aux silex et débris de poteries qu'il contient.

Sous le diluvium, nous rencontrons habituellement quelque couche tertiaire ou crétacée ; il n'en est pas de même au Vert-Galant. Ici le diluvium repose sur du limon gris-bleuâtre, sablo-argileux, micacé, renfermant des traces de végétaux, et quelques *Succinées*. Cette couche, qui appartient à l'assise inférieure du terrain quaternaire, est rarement visible ; ou elle a été détruite lors de l'approfondissement des vallées, ou elle est recouverte par des dépôts plus récents. Au Vert-Galant, son épaisseur peut atteindre deux mètres. Elle est surtout bien développée dans le grand fossé qui limite le fort vers le N.-O.

En dessous de cette glaise, il y a du sable roux, très grossier ; puis, un second diluvium, également formé de silex, dont j'ai constaté la présence au moyen de la sonde.

La coupe relevée dans le talus du chemin de Verlinghem est à peu près identique à celle que je viens de décrire. En certains points, elle est même plus complète, attendu que l'on voit encore au-dessus du diluvium à *Elephas* une couche de limon grisâtre, panaché, contenant de nombreuses concrétions ferrugineuses.

La Société a pu vérifier tous ces faits que j'ai signalés (1) il y a trois ans déjà, et elle a reconnu qu'au Vert-Galant le terrain quaternaire présente réellement deux divisions, nettement séparées l'une de l'autre par le diluvium à *Elephas primigenius*.

Prémesques.

Du Vert-Galant, nous nous dirigeons vers Prémesques par Verlinghem et Pérenchies. La route que nous suivons longe la vallée de la Lys ; elle est établie à mi-côte de l'escarpement qui en forme la limite S. E.

Le paysage, sans être bien varié, présente néanmoins un certain charme. Ce n'est plus la plaine monotone des bords

(1) Ann. soc. géol. du Nord, tome X, p. 86.

de la Deûle. A notre gauche, s'étend le plateau de Lomme couvert de nombreux bouquets d'arbres ; à droite, nous avons l'immense vallée de la Lys, limitée au nord-ouest par les collines d'Hazebrouck, que nous apercevons dans le lointain, et sur lesquelles se dressent fièrement les éminences de Cassel, des Cats, de Boescheppe, etc., que le temps a respectées.

L'argile d'Orchies qui forme la base de ces monticules, existe également sur le versant que nous explorons. On l'exploite à Prémesques, dans la rue de l'Eglise, où nous allons l'étudier.

Nous suivons la pente du terrain et nous apercevons dans les fossés qui bordent la route, sous le limon de lavage, une couche assez épaisse de limon gris-blanchâtre, bariolé, renfermant des concrétions ferrugineuses ; ce dépôt recouvre un lit de silex représentant le diluvium à *Elephas*.

Dans la carrière, on a observé la coupe suivante :

1.	Limon de lavage grisâtre, sableux, doux au toucher, sans stratification régulière ; il contient, dans toute sa masse, quelques fragments de poteries et des coquilles terrestres : hélix, succinées, etc. .	0m50 à 1m20
2.	Galets et éclats de silex	0 02
3.	Argile d'Orchies, grisâtre, sableuse, fine	0 80
4.	id. bleue, violacée, schisteuse, très dure	?

Vers le haut de la carrière, il y a, entre les dépôts no 1 et 2, une mince couche de limon à Septaria, identique à celui que nous avons signalé en face de l'église.

Ennetières.

Après le déjeûner, qui a lieu à l'auberge du Mont de Prémesques, nous nous dirigeons vers les sablières d'Ennetières-en-Weppes.

A mi-route, le sol présente une dépression assez considé-

rable, au fond de laquelle coule la Becque de la Bleue qui descend de Capinghem. Cette dépression, perpendiculaire à la vallée, détache pour ainsi dire le côteau d'Ennetières du plateau de Lomme, et en fait une sorte de haute terrasse, que l'on aperçoit de loin couronnée par un certain nombre d'habitations assez coquettes.

Nous gravissons ce côteau dont l'altitude atteint 40 mètres, et nous arrivons bientôt à la sablière Brasme, située à l'extrémité O., vers la Lys.

L'exploitation en est presque abandonnée à cause des déblais considérables que l'on doit faire pour atteindre le sable, et parce que la veine exploitable est pour ainsi dire épuisée.

Voici la coupe de la tranchée :

1. Limon des plateaux argilo-sableux, brun-verdâtre, se divisant en grandes plaques	1m20
2. Limon fin, sableux, jaune-verdâtre, en lits minces, stratifiés, séparés par des veinules de sable assez grossier	3 00
3. Limon argilo-sableux, très fin, brun-verdâtre, avec concrétions (*Septaria*) calcaires et ferrugineuses .	0 80
4. Diluvium formé de galets de silex entiers et éclatés, de grès à nummulites, de concrétions diverses roulées; etc. Cette couche a fourni des ossements de bœuf qui paraissent de même âge que ceux du Vert-Galant	0m05 à 0 20
5. Argile d'Orchies plastique, grisâtre, schisteuse, renfermant des lambeaux d'argile jaunâtre ferrugineuse et de sable roux grossier	0 50
6. Sable gris-blanchâtre, micacé (sable d'Ostricourt). .	1 20
7. Sable jaune-verdâtre, argileux id.	3 00

La partie supérieure de cette sablière présente seule quelque intérêt. La composition du limon, sa couleur même indiquent nettement qu'il n'a pas emprunté bien loin les éléments qui le constituent. Sa disposition en couches

sensiblement horizontales et parallèles, la situation qu'i occupe au-dessus du niveau de la vallée, enfin, sa nature, toute différente de celle des alluvions, ne permettent pas qu'on le confonde avec ces dernières et doivent le faire rapporter au terrain quaternaire.

Les alluvions de la Lys ont d'ailleurs assez d'importance pour que je les mentionne ici, ce qui permettra d'établir une comparaison entre elles et les couches quaternaires.

Je les ai suivies sur un parcours de près de 10 kilomètres, des collines d'Ennetières à la gare d'Armentières, et j'ai été frappé de la régularité qu'elles présentent au point de vue minéralogique comme au point de vue stratigraphique. Elles sont argileuses partout ; on n'y trouve du sable qu'au pied de l'escarpement sableux, sur une largeur d'un demi kilomètre environ.

La coupe générale de la vallée est la suivante :

1. Limon argileux, jaune-clair, fin, avec lymnées . 1 à 2^{m}50
2. Limon blanchâtre ou gris, marneux, très calcaire, en petites veinules fort ondulées . . . . . . 0^{m}40 à 0 90
3. Sable roux, grossier, avec galets de silex entiers ou en éclats . . . . 0^{m}15 à 0 20
4. Sable verdâtre argileux.

La couche n° 1 augmente d'épaisseur à mesure qu'on avance vers Armentières.

De la carrière Brasme la société se dirige vers Haubourdin, en traversant le bourg d'Ennetières. A la sortie du village, elle s'arrête à la sablière Fremaux, la seule qui soit encore exploitée aujourd'hui.

Il y a quelques années, on rencontrait d'abord celle de M. Waymel où j'ai relevé ce qui suit :

1. Limon de lavage, sableux, brunâtre, contenant des débris de silex, des concrétions remaniées, etc.
2. Limon argileux, grisâtre avec *Septaria*.

3. Diluvium formé de sable grossier, de silex roulés, de concrétions calcaires et ferrugineuses, de grès à nummulites et à turritelles, etc.
4. Sable roux grossier } sables dOstricourt
5. Sable gris-verdâtre }

Dans la deuxième sablière, celle de M. Loridan, la tranchée entamait tout le versant sud-ouest du côteau. Vers le haut, près de la route, le sable landénien était directement recouvert par le limon quaternaire ; plus bas, un lambeau d'argile d'Orchies venait s'intercaler entre eux ; un peu plus bas encore, le limon quaternaire disparaissait, et on ne voyait plus sur l'argile, que du limon de lavage.

Dans la carrière Fremaux, que nous avons visitée, nous trouvons, comme dans la carrière Brasme, le limon des plateaux reposant sur le limon sableux stratifié ; mais celui-ci recouvre directement le sable ; la couche à septaria fait défaut, et le diluvium n'est représenté que par de très rares galets.

Ici encore les dépôts quaternaires sont sensiblement horizontaux et ne se continuent ni sur la pente, ni dans la vallée ; ils y sont remplacés par du limon de lavage, soit pur, soit contenant, à l'état remanié, les silex du diluvium La couche de sable exploitée, qui atteint 3 et 4 mètres vers le milieu de la tranchée, diminue d'épaisseur à mesure qu'on avance vers le sommet du plateau ; elle finit même par disparaître complètement.

Nous remontons en voiture ; les plus hardis se hissent sur l'impériale d'où l'on jouit d'un coup d'œil charmant... pour le pays. On admire et l'on passe. Bientôt la conversation reprend. Naturellement, on devise géologie. Nous parcourons les hauteurs d'Englos qui séparent la vallée de la Deûle de celle de la Lys. Qui se douterait qu'on traverse une ligne de partage des eaux ?

Le sol en a été bien fouillé depuis quelques années ;

aujourd'hui aucune tranchée n'est plus visible, mais j'ai suivi les travaux avec soin et voici ce que j'ai observé.

A gauche, au fort d'Englos, qui domine toute cette région, un forage, établi dans l'enceinte même, a traversé les couches suivantes :

Limon des plateaux		1m60
Limon sablo-argileux en veinules parfaitement stratifiées et sensiblement parallèles		5 10
Sable mouvant bariolé avec concrétions calcaires et ferrugineuses		3 00
Lits de galets de silex (diluvium)		0 05
Glaise grise ou bleuâtre mélangée de sable à la partie supérieure (argile d'Orchies)		5 00
Sable verdâtre et glaise sableuse	tuffeau à *Cyprina planata*	2 00
Sable vert		4 00
Sable glaiseux		10 00
Grès fossilifère		0 40
Sable glaiseux		3 40
Grès fossilifères		0 40
Argile plastique grisâtre, compacte à la partie supérieure, sableuse à la base (argile de Louvil)		11 00
Petite craie en fragments		14 00
Grosse craie		1 00

L'assise supérieure du terrain quaternaire est ici très bien développée ; il en est de même du landénien inférieur qui présente les deux divisions établies par M. Gosselet.

Cette disposition des couches landéniennes n'est point particulière au fort d'Englos. A la distillerie d'Escobecques, que nous apercevons à notre droite, dans le lointain, un forage a rencontré, au milieu des sables verts, deux bancs de grès à *Cyprina planata* et au-dessous, une couche assez épaisse d'argile de Louvil.

L'usine étant établie sur un des versants de la vallée, c'est le limon de lavage et non le limon des plateaux qui recouvre les sables landéniens ; mais il n'en est plus de même dans la

tranchée du chemin de fer de Lens à Armentières qui passe à 100 mètres à l'O. de l'établissement.

Cette tranchée traverse toute la colline qui sépare la vallée de la Lys de celle de la Deûle ; elle n'a pas moins de 500 m. de longueur, sur 6 m. de hauteur, et s'étend depuis la route d'Englos à Aubers jusqu'à celle de Lomme à Fournes. L'altitude du sol, au point le plus élevé, est de 43 mètres, 20 mètres par conséquent au-dessus de la vallée voisine. C'est en face de la gare d'Escobecques que la coupe est le mieux développée. En voici le détail :

1. Limon des plateaux, brun-rougeâtre, argileux . . .	2 00
2. Limon sableux, jaunâtre, avec concrétions calcaires	1 30
3. Sable argileux, vert pâle, formant de nombreuses petites veinules, les unes plus fines, les autres plus grossières, parfaitement stratifiées et horizontales C'est le sable campinien de M. Meugy	2 50
4. Diluvium formé de silex roulés et éclatés.	0 10

Aux deux extrémités de la tranchée, on voit disparaître successivement les différentes couches quaternaires ; elles sont remplacées par du limon de lavage qui s'étend jusque dans la vallée, où il se confond avec les alluvions des deux cours d'eau.

On comprend quelle influence les agents atmosphériques ont dû exercer sur des dépôts aussi meubles que ceux qui constituent les hauteurs que nous venons de parcourir.

Dans le lit d'un petit ruisseau, le courant des Breux, qui descend de la côte d'Englos pour se jeter à la Lys, il s'est formé près de 4 mètres d'alluvions depuis l'époque romaine.

Voici la coupe d'une tranchée creusée à 15 mètres environ du ruisseau actuel ; la surface du sol est à l'altitude de 23 m.

1. Limon sableux, noirâtre, tourbeux	0 60
2. Limon sablo-argileux, avec lymnées, hélix, etc. .	0 70
3. Limon argilo-sableux, grisâtre, mélangé de tourbe ; à la base on a trouvé de nombreux ossements de bœufs, des fragments de bois, des débris de poteries romaines, etc.	2 70
4. Sable grossier avec quelques silex.	

Les couches récentes ne présentent guère moins d'importance sur l'autre versant de la colline, qui forme la rive gauche de la vallée de la Deûle.

Un pont construit sur le ruisseau de Ligny, pour le passage du chemin de fer, a rencontré :

1. Limon sableux, brunâtre	0 40
2. Limon sablenx, avec lymnées, hélix, etc.	1 80
3. Limon sablo-argileux, avec lits tourbeux	1 50
4. Sable grossier, contenant quelques silex	0 15

Haubourdin-Loos.

Nous arrivons à Haubourdin et nous nous arrêtons chez M. Loridan, directenr du pensionnat, qui nous accompagnait depuis le matin ; il avait eu l'amabilité de nous faire préparer une charmante collation.

Nous remontons en voiture et nous nous rendons aux briqueteries de M. Potier, situées sur la rive droite de la Deûle, contre la route d'Emmerin à Lille. Ici plus de terrain tertiaire, la craie blanche à Inocérames affleure presque à la surface du sol.

Au bas de la côte, elle n'est recouverte que par une faible couche de limon de lavage; mais, à mesure qu'on s'élève sur le plateau, les diverses couches quaternaires apparaissent.

Un puits nouvellement creusé nous a fourni une coupe assez nette, et des déblais faciles à étudier. Nous avons pu voir de bas en haut :

1. Craie blanche à *Inoceramus*.
2. Diluvium formé de fragments de craie, plutôt arrondis que roulés, empâtés dans un ciment crayeux avec quelques silex assez volumineux. C'est la *petite marne* des ouvriers.
3. Limon jaune clair, très sableux, contenant dans toute sa masse, mais surtout à la base, une grande quantité de petits galets de craie, formant parfois des veinules assez régulières.
4. Limon jaune clair, fin, doux au toucher, assez pur.
5. Limon des plateaux, brun-jaunâtre, argileux.
6. Limon de lavage, séparé du précédent par quelques silex arrondis, assez volumineux.

A l'extrémité N.-E. de l'exploitation, nous avons surtout examiné avec beaucoup de soin l'emplacement de la station romaine dont j'ai déjà rendu compte à la Société. A 1 m. 50 de profondeur environ, dans un terrain remanié, j'ai trouvé :

Poteries rouges, vernissées avec une inscription : OF PAVLUS.
Poteries noires, vernissées.
Poteries grises, débris de grandes amphores et autres.
Tuiles.
Blocs de grès divers à *Nummulites lævigata*, *N. planulata* et à turritelles
Grès d'Ostricourt.
Blocs d'arkose.
Pierre à aiguiser en arkose.
Hache polie en silex.

Les grès tertiaires ont pu être extraits des collines voisines, mais les blocs d'arkose et le fragment de pierre à aiguiser sont étrangers au pays. Les premiers proviennent probablement de Macquenoise.

Des fouilles bien conduites amèneraient certainement la découverte d'une chaussée romaine dans les environs.

Canteleu.

Les dépôts de la vallée de la Deûle présentent de plus en plus d'intérêt à mesure que l'on approche de la ville de Lille. La Société se proposait de les étudier sur trois points différents : à Loos, au lieu dit la planche à Quesnoy ; à Canteleu, le long de la route de Lille à Lomme ; et enfin à Lille même, le long du canal en construction. Mais le temps faisant défaut, nous avons dû réduire considérablement l'itinéraire primitif.

Voici les faits que nous devions observer.

La route de Loos à Lomme par la Planche à Quesnoy coupe transversalement toute la vallée de la Deûle. Elle est établie presque partout au niveau du sol et ne se prête guère aux

observations géologiques; mais, comme elle est très fréquentée, on y élève chaque jour quelques constructions qui nécessitent des puits et des forages et qui fournissent par conséquent des renseignements nouveaux.

On avait reconnu, dans la briqueterie de M. Potier, que le versant S.-E. de la vallée de la Deûle est formé de craie recouverte par le terrain quaternaire et par une petite couche de limon de lavage. J'ai constaté de nouveau la même superposition, à Loos, dans la briqueterie Destieux, près du passage à niveau de la route de Wattignies; puis en face de la filature Thiriez, et plus bas encore dans la vallée, jusqu'au jardin de la Solitude; mais, à mesure que l'on descend, il se produit ce que nous avons vu partout : les dépôts quaternaires disparaissent peu à peu, tandis que l'épaisseur du limon de lavage augmente.

Les renseignements précis me manquent pour la partie comprise entre le canal de la Deûle et la rigole de dessèchement creusée à 200 mètres sur la rive gauche.

A 15 mètres au nord de la rigole, un forage a rencontré les couches suivantes :

1. Limon jaunâtre fin, bariolé	1m
2 Limon grisâtre sableux	0 50
3. Veinule de limonite	0 02
4. Sable argileux, bleu-grisâtre, contenant des débris végétaux en veinules assez régulières, de petits éclats de silex, des nodules de craie, de petites pelottes d'argile de Louvil, etc. On y trouve des succinées	15 00
5. Sable gris contenant des nodules de craie en assez grande quantité, quelques petits éclats de silex, et quelques fossiles tertiaires remaniés	1 00
6. Sable grossier, grisâtre, renfermant des nodules de craie et quelques petits silex roulés ou en éclats. .	0 50
7. Amas de fragments de craie, plutôt arrondis que roulés, empâtés dans un ciment crayeux.	0 40
8. Craie blanche fendillée.	

Un autre forage, creusé chez M. Constant, blanchisseur, à 100 mètres ou N.-O. du précédent, a fourni des renseignements qui diffèrent un peu de ceux que je viens d'indiquer. En voici le détail :

1. Limon jaune bariolé	2m
2. Sable roux	0 50
3. Sable argileux, bleu-grisâtre, contenant des veinules tourneuses, quelques nodules de craie et des succinées	11 50
4. Diluvium formé de silex assez volumineux, plutôt arrondis que roulés et de galets de craie. La couche est divisée en deux bancs par un lit de nodules de craie de 0,15 d'épaisseur.	2 00
5. Craie.	

Enfin, dans un troisième forage, établi chez M. Rossignol, à un demi-kilomètre au N.-O. des deux précédents, et à une altitude sensiblement supérieure, on a traversé :

1. Limon des plateaux, brun-jaunâtre, argileux . . .	1m50
2. Limon jaune-clair, sableux, avec veinules argileuses.	3 00
3. Sable jaune grossier avec quelques rares silex à la base	4 50
4. Sable gris-bleuâtre	6 00
5. Diluvium formé de silex assez volumineux	0 50

Dans ces trois forages, il y a un dépôt qui mérite une attention toute particulière : c'est le sable gris-bleuâtre avec débris végétaux et Succinées, que l'on avait pris jusqu'ici pour une couche tertiaire, sans doute à cause de sa grande épaisseur ; je le rapporte à l'assise inférieure du terrain quaternaire et je le considère comme correspondant à la glaise à Succinées du Vert-Galant.

Mais, tandis que dans la vallée proprement dite, cette

couche n'est recouverte que par des alluvions, chez M. Rossignol, au contraire, sur le flanc du côteau qui limite la vallée, ce ne sont plus des alluvions que l'on rencontre au-dessus des couches à Succinées, mais bien l'assise supérieure du terrain quaternaire.

Nous retrouvons les mêmes faits le long de la route de Lille à Lomme, dans les forages suivants :

A l'usine Vanhorpe, située non loin de la porte de Canteleu, en deçà du canal, on a traversé :

1. Limon jaunâtre, bariolé	2m00
2. Limon grisâtre.	1 00
3. Sable argileux, gris-bleuâtre, avec débris végétaux et Succinées.	14 00
4. Sable verdâtre avec galets de craie et silex éclatés .	0 60
5. Amas de fragments arrondis de craie et de silex dans un ciment crayeux (diluvium)	1 50

Un peu plus loin, à Canteleu même, en face de la brasserie Sainte-Calixte, près du canal de dessèchement, nous avons vu les déblais d'un forage qui a fourni les données suivantes :

1. Limon argileux, jaune fin, bariolé et tacheté de noir	1m50
2. Limon gris, sablo-argileux, contenant à la base des poteries grises des XIIe et XIIIe siècle et d'autres peut-être plus récentes encore	0 40
3. Limon grisâtre avec concrétions ferrugineuses . .	1 50
4. Sable gris-bleuâtre à Succinées et traces de végétaux	15 00
5. Diluvium formé de fragments de craie arrondis, de silex, de fossiles tertiaires empâtés dans un ciment crayeux (petite marne)	1 50
6. Craie blanche.	

Tous les forages que l'on a pratiqués à Canteleu à quelques centaines de mètres au S.-E. ou au N.-O. du canal de dessèchement ont fourni les mêmes renseignements. Aux environs de l'église, cependant, il n'est pas rare de rencontrer, sur la

craie, une mince couche d'argile de Louvil que les courants diluviens n'ont pu détruire.

J'ai relevé la coupe suivante près de l'asile libre :

1.	Limon jaune, assez clair, bariolé	2m00
2.	Limon jaune fin, panaché de gris	3 00
3.	Veinule de limonite concrétionnée avec quelques silex	0 05
4.	Sable argileux bleuâtre, avec débris végétaux et Succinées, pelottes d'argile de Louvil, grains de quarz, fragments de craie et de silex	5 00
5.	Sable graveleux, contenant des nodules de craie, quelques-galets et quelques éclats de silex . . .	0 50
6.	Sable roux, très grossier, avec veinules verdâtre, contenant à sa base quelques galets de silex et des nodules de craie	2 50
7.	Argile de Louvil très pure à la partie supérieure, sableuse au fond et renfermant quelques silex. .	4 00
8	Craie blanche.	

Près du cimetière, on a traversé le sable gris-bleuâtre à Succinées et débris végétaux sur une épaisseur de 15 mètres, et l'on a atteint la craie sans rencontrer la moindre couche de glaise landénienne.

C'est au nord de ce forage, dans la briqueterie Dumoulin, que la Société devait visiter un limon qui renferme des poteries gallo-romaines.

A Canteleu comme à la Planche à Quesnoy, lorsqu'on quitte la vallée proprement dite pour s'élever quelque peu sur le côteau, la structure du terrain change. C'est ainsi, par exemple, qu'en continuant à suivre la route de Lille à Lomme nous eussions vu, rue de l'École, dans les déblais d'un forage, des silex assez volumineux que l'on a rencontrés sous les sables à Succinées ; je les identifie avec ceux du puits Constant dont je viens de parler.

Enfin, un peu plus au N.-O., dans le jardin de M. Secret, horticulteur, on a aussi creusé un forage qui occupe, par

rapport à la vallée, la même position, que celui de la distillerie Rossignol et complète les données que celui-ci a fournies.

En voici le détail :

1. Limon brun-jaunâtre, très argileux	2m00
2. Limon jaune clair, doux, avec veinules de sable grossier	4 50
3. Sable jaune grossier	3 00
4 Lit de silex roulés ou éclatés, à patine jaune cire (diluvium supérieur)	0 05
5. Sable bleu grisâtre en veinules, les unes grossières, les autres plus fines ; il contient de petits éclats de silex, des galets, des nodules de craie et d'argile de Louvil.	5 50
6. Sable grisâtre grossier, rempli de silex assez volumineux, peu roulés, à patine blanchâtre, très épaisse (diluvium inférieur)	0 80
7. Glaise landénienne, bleuâtre à la partie supérieure, verdâtre et sableuse à la base.	1 00
8. Craie blanche.	

Je rapporte à l'assise supérieure du terrain quaternaire les couches nos 1, 2, 3 et 4, tandis que les sables à Succinées et le gravier sur lequel ils reposent constituent l'assise inférieure..

Lille. — Travaux de détournement de la Deûle.

En quittant Canteleu, vu l'heure avancée, la Société a dû renoncer au plaisir de visiter les travaux de détournement de la Deûle. Voici ce qu'elle y eût observé :

1. Remblais.	4 00
2. Limon sableux, brunâtre, tourbeux, contenant : lymnées. hélix et quelques débris de poteries, etc.	0 50
3. Limon jaune clair, argilo-sableux, bariolé de veinules grises, ondulées ; à la base de ce limon, on trouve, sur 0 20, quelques nodules de craie.	1 50
4. Limon formé de petites veinules sablo-ferrugineuses, séparées par de petits filets d'argile grisâtre, très plastique	0 50

5.	Limon composé de veinules de sable roux assez grossier, séparant d'autres veinules de sable plus fin et d'argile blanchâtre, très grasse; on y trouve quelques concrétions ferrugineuses et des nodules de craie Toutes ces petites couches présentent des ondulations excessivement curieuses qui sont un des caractères des alluvions de la Deûle et de la Lys	1 80
6.	Limon fin, sableux, grisâtre, très compact	0 30
7.	Gravier formé de petits nodules de craie au milieu desquels on trouve quelques silex roulés. . . .	0 20
8.	Sable grisâtre, grossier.	0 15
9.	Sable vert argileux	0 50
10.	Grès à *Cyprina planata*	0 20

J'ai hâte de dire qu'il y a passage insensible entre les divers limons; c'est un seul et même dépôt que j'ai divisé en plusieurs niveaux uniquement dans le but de mieux faire connaître la nature de l'ensemble.

Rarement on a occasion de rencontrer une tranchée où les alluvions présentent des caractères aussi nets; c'est pourquoi je suis entré dans tous ces détails.

En terminant, j'appellerai l'attention de la Société sur les couches landéniennes qui existent au fond du canal, sous les alluvions, là où nous venons de rencontrer partout des sables à Succinées; elles forment une espèce de promontoire tuffacé qui s'avance assez loin dans la partie septentrionale de la ville de Lille.

Quelques efforts qu'ait fait la Deûle quaternaire, elle n'a pu vaincre complètement la résistance des roches qui constituent cet escarpement et y tracer un cours régulier; elle a dû se résigner à en suivre les contours et à décrire la courbe que nous lui connaissons.

Mais la lutte a été longue et incessante si on en juge par la quantité des débris de toute nature qui, sous le nom de gravier et de sable à Succinées, constituent, dans l'ancien

lit du cours d'eau, une couche dont l'épaisseur moyenne peut être évaluée à une quinzaine de mètres.

L'homme achève aujourd'hui une partie de l'œuvre que la nature a tentée autrefois.

Nous comptions sur la présence de nos confrères de Belgique pour discuter certaines questions concernant les terrains quaternaires et récents; aussi avons-nous éprouvé une véritable déception en apprenant qu'ils étaient retenus à Liège pour des débats non moins sérieux à propos de la Carte géologique.

A défaut des géologues belges, nous avons eu le plaisir de voir arriver deux de nos confrères français : M. Bucaille de Rouen, et M. Biochet, de Caudebec, dont nous ne pouvions guère espérer la visite. Ces géologues, qui se sont occupés tout particulièrement du terrain quaternaire de Normandie, étaient venus pour étudier celui de notre région. Si aucune conclusion n'a pu être prise immédiatement, si aucun rapport direct n'a pu être établi, séance tenante, entre leurs dépôts et les nôtres, nous reconnaissons néanmoins que leur visite nous a été aussi utile qu'agréable, en appelant notre attention sur des faits particuliers qui nous avaient quelque peu échappé. Nous croyons qu'eux-mêmes n'ont pas perdu tout-à-fait leur temps.

Le soir, le dîner réunit les excursionnistes dans une salle de l'hôtel *L'Avocat.*

Après le repas, nous entrons en séance sous la présidence de M. **Gosselet.**

En l'absence de M. **Boussemaer,** Secrétaire, M. **Canu** est chargé des fonctions de secrétaire pour la séance extraordinaire.

M. **Debray** présente à l'examen de la Société un très beau spécimen de hache taillée récemment trouvé par lui.

M. **Gosselet** rappelle brièvement les observations de la journée ; il indique les points qu'il reste à élucider et appelle sur eux l'attention des personnes compétentes.

Une discussion s'engage alors entre MM. **Gosselet, Ladrière, Bucaille, Ortlieb** et **Six**, au sujet des théories qu'ont émises plusieurs géologues pour expliquer la formation des dépôts quaternaires. Aucun fait probant n'a été observé, qui permette d'accepter ou d'écarter définitivement les idées reçues.

M. **Ladrière** annonce qu'il a fait depuis quelques années de nombreuses observations sur les terrains quaternaires et récents de la région du Nord. Il compte les exposer prochainement devant la Société.

M. **Gosselet** propose d'attendre la publication des travaux de M. Ladrière pour discuter plus complètement ces questions importantes ; il devient l'interprète de la Société pour remercier notre collègue qui nous a fait observer, dans cette excursion, les faits constituant la base de ses travaux sur le terrain quaternaire des vallées de la Deûle et de la Lys.

La séance est levée. Charmés de cette journée, durant laquelle la plus franche cordialité n'a cessé d'unir leurs efforts dans des études qui leur sont chères, les excursionnistes se séparent et prennent rendez-vous pour l'année prochaine.

TABLES DES MATIÈRES
par M. J. **Ortlieb.**

	Pages.
Nouveau règlement intérieur de la Société. .	I
Composition du bureau pour 1885	V
Liste des Membres de la Société	V
Table des matières par ordre géologique . .	425
Table par noms d'auteurs	428
Table géographique des localités citées des départements du Nord et du Pas-de-Calais . .	430
Table des planches	430

TABLE DES COMMUNICATIONS
par ordre géologique.

1° **Terrains primaires.**

Le granite de Rostrenen, ses apophyses et ses contacts ; chap. I. Du granite porphyroïde, 3. — Chap. II. Modifications des sédiments paléozoïques au contact du granite, 25. — Conclusions, 105. — Résumé, 115, par M. Ch. Barrois, 1. — Sur la structure et le métamorphisme des Montagnes Noires (pour date), 171. — Note sur les schistes de Bastogne, par M. J. Gosselet, 173 et pl. I. — Sur la structure de l'Ardenne, d'après M. von Lasaulx, par M. J. Gosselet, 195. — Aperçu géologique sur le terrain devonien du Grand-Duché de Luxembourg, par M. J. Gosselet, 260 et pl. II. — Sur les schistes d'Etagnières à Thilay, par M. J. Gosselet, 300. — Sur la géologie des environs d'Huelgouat (Bretagne), par M. Ch. Barrois, 305 (pour date) — Sur le Taunusien dans le bassin du Luxembourg et particulièrement dans le golfe de Charleville, par M. J. Gosselet, 333.

2° Terrains secondaires.

Sur l'argile néocomienne de Normandie, exploitée pour la fabrication des creusets, par M. Quarré Reybourbon, 148. — Note sur la craie de Lille, par M. H. Fockeu, 255. — Observations sur ce sujet, par MM. Six et Gosselet, 259. — Quarzophyllade silurien dans la craie d'Hellemmes, par M H. Fockeu, 401.

3° Terrains tertiaires.

La colline de Mons-en-Barœul, par M. Boussemaer, 302.

4° Terrains quaternaires et récents.

Silex altérés dans la vallée de l'Aa, parM. Ladrière, 305. — Considérations sur les terrains quaternaires et récents des vallées de la Lys et de la Deûle, par M. Ladrière, 405.

5° Paléontologie.

Fossiles du grès de Jeumont, par M. Gosselet, 119. — Fossiles recueillis en Mons-en-Pévèle, par M. Herreng, 171. — Les Scorpions fossiles, par M. A. Six, 229. — Note sur la craie de Lille, par M. H. Fockeu, 255. — Observations sur ce sujet, par MM. Six et Gosselet, 259.

6° Archéologie.

Excursion à Thénay, par M. G. Lecocq, 169. — Poteries romaines et autres à Haubourdin, à Canteleu, etc., par M. Ladrière, 304 et 334. (Voir aussi pages 414 et suivantes.)

7° Sondages et Divers.

Sondages en Hainaut, par M. Cambessedès, 124. — Sondages récents faits aux environs de Lille, par M. Gosselet, 246. — Aperçu critique sur la géographie du département du Nord par M. Waquez-Lalo, par M. De Guerne, 300. — Etude géologique de la ligne de Mézy à Romilly, par M. Jannel, 127.

Sur les tranchées de la nouvelle ligne de chemin de fer d'Hirson à Amagne, 301 (pour date). — Présentation, par M. Ch. Barrois, de la carte géologique manuscrite du département d'Ille-et-Vilaine, dressée par M. Lebesconte, 154. — Présentation par M. Ch. Barrois de sa carte géologique de Granville et légende de cette feuille, 154. — Les révolutions polaires au point de vue géologique, par M. M. J. Péroche, 305 et pl. III. — Remarques sur ce sujet, par M. Six, 319. — Sur les derniers tremblements de terre de l'Andalousie, par M. Ch. Barrois, 324 - Note sur le chêne retiré du Rhône à la Balme, en Savoie, par M. Eckmann, 401.

8° Analyse de mémoires étrangers.

Les Dinosauriens de Bernissart (suite), d'après M. Dollo, par M. A. Six, 120. — Résumé de quelques recherches orographiques dans le plateau central de l'Espagne, d'après M. Salvador Caldéron, par M. A. Six, 148. — Le lac tertiaire de Florissart (Colorado), d'après M. S. Scudder, par M. Ch. Maurice, 158 — Observations sur des sédiments clastiques du bassin de Paris, du Dr Hans Thürach, par M. Ch. Barrois, 172.— Sur la structure de l'Ardenne, d'après M. von Lasaulx, par M. J. Gosselet, 195. — Le granite ardennais ; analyse critique d'un travail de M. von Lasaulx, par M. A. Six, 202 et observation par M. Gosselet, 228. — Le métamorphisme par torsion dans la chaîne hercynienne, d'après M. K. A. Lossen, par M. A. Six, 363.

9° Séance extraordinaire.

Séance extraordinaire du 19 Juillet 1885, 403. — Compte-rendu de l'excursion de la Société géologique du Nord aux environs de Lille et considérations sur les terrains quaternaires et récents des vallées de la Lys et de la Deûle, par M. Ladrire, p. 405.

10° Nécrologie.

Notice sur M. Duponchelle, Vice-Président de la Société, par M. Gosselet, 399.

TABLE PAR NOMS D'AUTEURS.

Barrois (Ch.). — Le granite de Rostrenen, ses apophyses et ses contacts, 1. — Présentation de la carte géologique manuscrite du département d'Ille-et-Vilaine dressée par M. Lebesconte. — Présentation de sa carte géologique de Granville, 154. — Légende de la feuille de Granville, 154. — Sur la structure et le métamorphisme des Montagnes-Noires, 171 (pour date). — Observations sur des sédiments clastiques du bassin de Paris, d'après le Dr Thürach, 172. — Sur la géologie des environs de Huelgoat, en Bretagne, 305 (pour date). — Sur les derniers tremblements de terre de l'Andalousie, 324.

Boussemaer. — La colline de Mons-en-Barœul, 302.

Caldéron — Recherches orographiques dans le plateau central de l'Espagne; résumé par M. A. Six, 148.

Cambessedès. — Travaux de sondage en Hainaut, 124.

Dollo. — Les Dinosauriens de Bernissart; analyse de M. A. Six, 120.

Doniol. — Sondages récents faits aux environs de Lille; communication faite par M. Gosselet, 246.

Eckmann (A.) — Note sur le chêne retiré du Rhône, à la Balme, en Savoie, 401.

Fockeu (H.). — Note sur la craie de Lille. 255. — Quarzophyllade silurien dans la craie d'Hellemmes, 401.

Gosselet (J.). — Fossiles du grès de Jeumont, 119. — Notes sur les schistes de Bastogne, 173 et pl. I. — Sur la structure de l'Ardenne, d'après M. von Lasaulx, 195. — Sondages récents aux environs de Lille, 246. — Aperçu géologique sur le terrain devonien du Grand-Duché de Luxembourg, 260 et pl. II. — Communication sur les schistes d'Etagnières à Thilay, 300. — Sur le Taunusien dans le bassin du Luxembourg et particulièrement dans le golfe de Charleville, 333. — Notice nécrologique sur M. Duponchelle, 399.

Guerne (J. de). — Aperçu critique sur la géographie du département du Nord, par M. Waquez-Lalo, 300.

Herreng. — Fossiles recueillis en Mons-en-Pévèle, 171.

Jannel. — Etude géologique de la ligne de Mézy à Romilly, 127. — Sur les tranchées de la nouvelle ligne de chemin de fer d'Hirson à Amagne, 301.

Ladrière. — Poteries romaines et autres à Haubourdin, à Canteleu, etc., 304 et 324. — Silex altérés dans la vallée de l'Aa, 305. — Compte-rendu de l'excursion de la Société géologique du Nord aux environs de Lille et considérations sur les terrains quaternaires et récents des vallées de la Lys et de la Deûle, 405.

Lebesconte. — Sa carte manuscrite du département d'Ille-et-Vilaine, 154.

Lecocq (G.). — Excursion à Thenay, 169.

Lossen (K. A.). — Le métamorphisme par torsion dans la chaîne hercynienne; analyse par M. A. Six, 363.

Maurice (Ch.). — Le lac tertiaire de Florissant (Colorado), d'après M. Samuel Scudder, 158.

Péroche (J.). — Les révolutions polaires au point de vue géologique, 305 et pl. III.

Quarré-Reybourbon. — Sur l'argile néocomienne de Normandie exploitée pour la fabrication des creusets, 148.

Six (Ach.). — Les Dinosauriens de Bernissart, suite des analyses des travaux de M. Dollo, 120. — Résumé de quelques recherches orographiques dans le plateau central de l'Espagne, d'après M. Salvador Caldéron, 148. — Le granite ardennais ; analyse critique d'un travail de M. von Lasaulx, 202. — Les scorpions fossiles, 229. — Le métamorphisme par torsion dans la chaîne hercynienne, d'après M. K. A. Lossen, 363.

Scudder (Samuel). — Le lac tertiaire de Florissant (Colorado); analyse de M. Ch. Maurice, 158.

Thürach (Dr). — Sédiments clastiques du bassin de Paris, résumé par M. Ch. Barrois, 172.

Von Lasaulx. — Sur la structure de l'Ardenne; communication de M. Gosselet, 195. — Sur le granite ardennais; analyse critique par M. Six, 202.

TABLE GÉOGRAPHIQUE

des localités citées des départements du Nord et du Pas-de-Calais.

Aa (vallée de l'), 305.
Armentières, 246.
Canteleu, 305, 405, 415, 418-420.
Croix, 247-248.
Englos, 411, 412.
Ennetières. 405, 408-410.
Escobecques. 412, 413.
Halluin, 248, 249.
Haubourdin, 304, 405, 414, 415.
Hellemmes, 401.
Lille, 246, 255, 259. 324, 405, 415, 420.
Loos, 405, 414-416.
Madeleine (la), 249-250.
Marquette, 251.
Mons-en-Barœul, 252, 302-304.
Mons-en-Pévèle, 171.
Mouveaux. 252.
Prémesques, 405, 407, 408.
Roubaix, 252, 253.
Verlinghem, 405.
Vert-Galant (fort du) 405, 407, 417.
Wambrechies, 254.
Wattrelos, 254.

TABLE DES PLANCHES

Carte des divers faciès de l'assise de St-Hubert dans le bassin du Luxembourg (M. Gosselet), pl. I, p. 173.

Esquisse d'une carte géologique du terrain devonien du Grand-Duché du Luxembourg (M. Gosselet), pl. II, p. 260.

Les révolutions polaires (M. Péroche), pl. III, p. 305.